

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

| | |
|--|------------|
| <u>Dedicatoria al XX° Aniversario de la Asociación Geológica Argentina.....</u> | <u>5</u> |
| <u>DANIEL ALBERTO VALENCIO, Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra (Provincia de Neuquén).....</u> | <u>7</u> |
| <u>OSCAR RUIZ HUIDOBRO, Hidrogeología del valle de Santa María (Provincia de Catamarca, Argentina).....</u> | <u>29</u> |
| <u>FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico.....</u> | <u>67</u> |
| <u>Nota al editor.....</u> | <u>151</u> |

DEDICADO A CONMEMORAR EL XX° ANIVERSARIO

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA—
1965

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. MARIO E. TERUGGI; *Secretario:* LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA; *Tesorero:* DR. EDUARDO J. METHOL; *Vocales:* DR. EDGARDO ROLLERI, DR. FÉLIX RODRIGO Y DR. VÍCTOR MAURIÑO; *Vocales suplentes:* DR. ARTURO AMOS, DR. OSCAR RUIZ HUIDOBRO Y DR. RAÚL ZARDINI.

SUBCOMISION DE LA REVISTA: DR. ARTURO AMOS, DR. RAÚL ZARDINI Y DR. VÍCTOR MAURIÑO.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

1) Los autores se ajustarán, en la preparación de sus originales, a las siguientes indicaciones:

1) Los originales deben ser escritos a máquina — *ne varietur* — a dos espacios y con las hojas escritas en una sola de sus caras.

2) La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; título completo de la obra; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

3) Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo.

4) Las ilustraciones consistentes en dibujos deberán ser confeccionadas en tinta china indeleble. A los efectos de su mejor reproducción, es conveniente que ellas sean presentadas a doble tamaño del que serán publicadas.

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos, debe ser dirigida a

LIBRART S. R. L., CORRIENTES 127, Buenos Aires

Representante y distribuidor exclusivo para toda la República Argentina y el exterior.

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



A8CU-8X9-TBPL

Imprenta y Casa Editora CONI, Perú 684, Buenos Aires

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 340.992

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XX

DEDICADO A CONMEMORAR EL XX^o ANIVERSARIO

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1965

EL XXº ANIVERSARIO DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Este número de la REVISTA, aparece como homenaje a la Entidad, en ocasión de cumplirse el vigésimo aniversario de su fundación. Se lo hace, como manifiesta afirmación de la finalidad de continuar sirviendo a la cultura científica y con el anhelo de exaltar la acción futura, para responder de tal manera a los propósitos contenidos en la *Declaración de Principios* en la cual apoyaron sus fundadores, las bases de su organización.

En esta oportunidad, conviene echar una mirada retrospectiva hacia los orígenes de la Asociación; decía esa declaración:

.....
.....

“Nos proponemos organizar una entidad que tenga por objeto primordial, propender al progreso de las ciencias geológicas, estimulando las investigaciones académicas, especialmente en lo que se refiere al mejor conocimiento de la estructura geológica de nuestro país y regiones vecinas de América.

“Aspiramos a que la nueva entidad reúna en su seno a todos los investigadores que, inspirados en elevados principios de ética profesional y guiados por rigurosas normas de integridad científica, desarrollan su labor en nuestro país y en el extranjero.

*“Entendemos que la Sociedad * Geológica Argentina, fundada el 30 de junio de 1945, podrá alcanzar los principios enunciados, porque nos guía la decisión de honesta actuación, la finalidad de servir a la ciencia, facilitar la aplicación práctica de los conocimientos científicos y estrechar vínculos, estimulando la acción de los que se dedican a estas investigaciones.*

“Es nuestro propósito publicar una Revista que sea el órgano oficial de

* Al acordársele la personería jurídica, la entidad debió adoptar la expresión “Asociación Geológica Argentina”, por disposición del P. E.

la Sociedad Geológica Argentina y en la cual aparecerán trabajos científicos referentes a las disciplinas geológicas.

“Al comprometer nuestro esfuerzo en el cumplimiento de lo que constituye la esencia de la organización que hemos creado, esperamos reunir en ella a los que participen de idénticos propósitos e ideales y en la medida de nuestros conocimientos de las personas y entidades, nos haremos un deber invitarlos a incorporarse a la Sociedad Geológica Argentina, entendiendo que, como nosotros, han de sentirse espiritualmente estimulados, al sostener, acrecentar y prestigiar el nombre de la entidad. — Horacio J. Harrington — Cristian S. Petersen — Félix González Bonorino — Osvaldo I. Bracaccini — Armando F. Leanza — Carlos D. Storni — Victorio Angelelli.”

Como reafirmación del espíritu que guió a los fundadores, debemos declarar el propósito de trabajar dedicadamente para hacer efectivas las finalidades que ellos se propusieron y superarlas, si fuera ello posible, con la mirada puesta en las más altas aspiraciones.

LA COMISION DIRECTIVA

Buenos Aires, marzo 31 de 1965.

En esta auspiciosa ocasión, habíamos solicitado al Dr. Horacio J. Harrington, nos hiciese llegar las expresiones de sus recuerdos como miembro fundador de nuestra institución. Urgido por la brevedad del tiempo disponible y a causa de ello, en la imposibilidad de hacerlo en forma más extensa, nos ha enviado, a nuestro requerimiento, breves líneas de las que trascribimos algunas, que representan su recuerdo afectuoso para la Asociación Geológica Argentina; dice: “hubiera sido mi deseo escribir un sola cosa: cierto es que un grupo de jóvenes geólogos, unidos en su desunión, tuvimos hace 20 años la idea y la iniciativa de constituir una sociedad que agrupara en su seno a todos los geólogos argentinos. Pero no es menos cierto que ese grupo de jóvenes que fuimos, tuvimos, como los jóvenes aqueos frente a Illion, un Néstor que con sabios consejos y mesurado pensar encauzó la acción y dio forma a un anhelo. Y ese Néstor se llama Carlos D. Storni. Con justa razón fue el primer presidente electo de nuestra Asociación y, veinte años después, es otra vez presidente.

“Sólo me resta agradecerle una vez más su delicada gentileza y desearle a usted personalmente, y a la Asociación Geológica Argentina, un futuro cada vez más brillante.

“Con las expresiones de mi más alta consideración y estima, reciba Ud. mis más respetuosos y cordiales saludos.”

HORACIO J. HARRINGTON

RESULTADOS PRELIMINARES DEL ESTUDIO
PALEOMAGNETICO DEL BASALTO DE LA BARDA NEGRA
(PROVINCIA DE NEUQUÉN) *

POR DANIEL ALBERTO VALENCIO

Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

El magnetismo remanente natural del basalto de la Barda Negra está constituido por dos componentes de características magnéticas bien diferenciadas: a) una componente estable cuya dirección de magnetización no sufre alteraciones cuando se la somete a lavado por medio de campos magnéticos alternos del orden de los 800 Oersted, y b) una componente blanda, inestable, que se destruye fácilmente cuando es atacada por un campo magnético alterno del orden de los 200 a 300 Oersted. La primera tiene las características propias de una magnetización termorremanente, y por lo tanto su dirección media de magnetización representa la dirección del campo geomagnético presente en la zona en el momento en que el basalto, después de su extrusión (Mioceno), se enfrió por debajo de la temperatura de Curie de sus minerales magnéticos. La segunda componente tiene las características de una magnetización viscosa, producida con posterioridad por un campo magnético cuya dirección es coincidente con la del campo geomagnético actual en la zona. Este último resultado coincide con el obtenido por Creer (1958-1964), para basaltos Cuaternarios de la misma provincia de Neuquén, y con los obtenidos por el autor, próximos a publicarse, para basaltos de edad suprapliocena de la misma zona, lo que permite suponer que toda esta área estuvo sometida a un fenómeno regional de remagnetización durante los últimos tiempos geológicos.

La dirección de la componente de magnetización termorremanente es muy próxima a la correspondiente para la latitud del área estudiada, a un campo dipolar axial con el eje de rotación terrestre; en base a esa dirección se calculó la posición del paleopolo magnético correspondiente al momento en que el basalto adquirió dicha magnetización. La posición de este paleopolo es muy próxima a las determinadas para otras efusiones lávicas mundiales de edad Miocena por Nagata y asociados (1959), en Japón; Campbell y Runcorn (1956) en Norte América, y Hospers (1955), en Islandia.

ABSTRACT

The natural remanent magnetization of the Barda Negra basalt is composed of two magnetically different constituents: a) a stable component whose direction of magnetization was unchanged by demagnetizing fields of the order of 800 Oersted, and b) an unstable soft component, easily removed by demagnetizing fields of the order of 200-300 Oersted. The first one has the characteristics of a thermoremanente magnetization, and then its mean direction of magnetization represents the mean direction of the geomagnetic field present when this basalt cooled through the Curie's temperature of its magnetic minerals (Miocene). The second constituent has the characteristics of a viscous magnetization originated later on by the actual geomagnetic field. This result agrees with those obtained by Creer (1958, 1964), for Quaternary basalts of Neuquen Province, and with those obtained by the author

* Este trabajo fue presentado en la 3ª Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas realizada en la ciudad de Rosario del 20 al 24 de noviembre de 1964.

with uppermost Pliocene basalts of the same zone. This suggests that the area was affected by a regional remagnetization process during the recent geological times.

The direction of the thermoremanent constituent is close to those of an axial dipole field for the latitude of the considered area; on the basis of that direction the position of the geomagnetic poles was computed correspondig at the time when this basalt acquired such magnetization. The position of this paleopole is close the positions of other Miocene poles: Nagata et al. (1959) in Japan; Campbell and Runcorn (1956) in North America; and Hospers (1955) in Iceland.

1-1. INTRODUCCION

Dentro de los planes de investigación de la cátedra de Geofísica del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires, está considerada la realización de estudios paleomagnéticos en rocas de nuestro país y países vecinos. Contactos entre este Departamento y su similar de Física de la Universidad de Newcastle upon Tyne, en Inglaterra, permitieron concretar que el autor se incorporase a éste como Senior Research Associate por un término de seis meses para realizar tareas de estudio e investigación en esta especialidad. Con anterioridad a su viaje, en los meses de enero y febrero del presente año, el autor con la colaboración del Dr. Arturo Amos, recolectó muestras orientadas de rocas de diversas edades geológicas en las provincias de Mendoza, Neuquén y San Juan. Estas muestras fueron transportadas a Inglaterra y allí analizadas. Los estudios paleomagnéticos que se detallarán a continuación fueron, pues, realizados por el autor en los laboratorios del Departamento de Física de la Universidad de Newcastle upon Tyne, y constituyen los primeros resultados a publicarse fruto de tal labor.

Antes de comenzar a describir los estudios realizados en sí, se hará una breve introducción a la teoría del magnetismo de las rocas y del campo magnético terrestre para la mejor comprensión de lo expuesto por aquellos lectores que no estén interiorizados en las técnicas paleomagnéticas.

Por último cabe destacarse que éstos

son los primeros resultados a publicarse de estudios paleomagnéticos realizados con rocas de edad Miocena de Sud América.

1-2. EL MAGNETISMO DE LAS ROCAS

Cada grano de material magnético presente en una roca consiste en uno o más dominios magnéticos. Estos dominios magnéticos están caracterizados por propiedades específicas. Así todos los dominios de un mismo mineral tienen igual intensidad de magnetización por unidad de volumen, pero sus direcciones de magnetización son distintas en dominios diferentes, Cox y Doell, 1960. A la magnetización por unidad de volumen se la conoce con el nombre genérico de magnetización espontánea; para un determinado mineral magnético la magnetización espontánea disminuye con el aumento de la temperatura, hasta que cuando la misma alcanza un valor determinado, característico para cada mineral, éste pierde sus propiedades magnéticas. A esta temperatura crítica se la denomina temperatura de Curie. En ausencia de un campo magnético externo, la dirección de magnetización presente en cada dominio estará a lo largo de uno de varios ejes preferidos; estos ejes están separados entre sí por barreras de energía magnética. Tanto las direcciones de los ejes preferidos como la magnitud de las barreras magnéticas que los separan dependen de la anisotropía cristalina del mineral y de la forma del grano.

Cuando una roca es sometida a la

acción de un campo magnético externo, las direcciones de magnetización de sus dominios se desplazan de las correspondientes a sus ejes preferidos hacia la dirección característica del campo aplicado. Ahora bien, si la energía suministrada por el campo magnético externo es menor que la correspondiente a las barreras de energía de los dominios, una vez que el campo externo deja de aplicarse, las direcciones de magnetización de éstos retornan a su posición primitiva. Como se ve, este es un proceso reversible; la roca adquiere una determinada dirección de magnetización mientras esté sometida a la acción de un campo externo, pero la magnetización desaparece cuando lo hace el campo excitante. A este tipo de magnetización se lo conoce con el nombre genérico de magnetización inducida. Para campos tan débiles como el geomagnético (del orden de los 0,6 Oersted), esta magnetización inducida es proporcional a la intensidad del campo, siendo la constante de proporcionalidad la susceptibilidad magnética de la roca.

Cuando el campo aplicado es de magnitud tal que sobrepasa a la de las fuerzas coercitivas correspondientes a las barreras de energía magnética de un número determinado de dominios, éstos alinearán sus momentos magnéticos en la dirección del campo, cruzando barreras de energía; en este caso, cuando el campo deje de actuar, estos dominios no recuperarán su dirección de magnetización primitiva, sino que, por el contrario, los vectores representativos de su magnetización permanecerán alineados en la nueva dirección. Como se comprende, en este caso se ha producido un cambio irreversible y la magnetización adquirida es permanente, no dependiendo de la presencia del campo que la originó; ésta es la denominada magnetización remanente. Como es fácil de entender y se verá prácticamente en los próxi-

mos párrafos, la dirección de la magnetización remanente no tiene por qué ser paralela a la dirección del campo geomagnético actual; además frecuentemente su intensidad es mayor que la de la magnetización inducida por el campo geomagnético en la misma roca, Nagata, 1953.

El magnetismo termorremanente de las rocas: A continuación se dará una breve descripción de la teoría que explica cómo las rocas ígneas adquieren su magnetización remanente y cuáles son sus principales propiedades. Cuando una roca sometida a altas temperaturas se enfría en presencia del campo magnético terrestre, alcanzando temperaturas del orden del punto de Curie (T_c) de sus minerales magnéticos, adquiere una magnetización espontánea y la dirección de magnetización de sus dominios tiende a orientarse paralelamente a la dirección del campo geomagnético presente. Esta magnetización, conocida con el nombre de magnetización termorremanente, no se adquiere únicamente al alcanzar la roca dicha temperatura de Curie, sino que el proceso continúa mientras la misma está sometida a temperaturas del orden de unas decenas de grados por debajo de dicho valor.

Néel, 1955, ha desarrollado una teoría que explica cómo los dominios simples adquieren esta magnetización termorremanente, explicando el por qué de sus propiedades magnéticas. Según este autor, un grano de material magnético lo suficientemente pequeño consiste en un dominio magnético simple; en ausencia de un campo magnético el vector característico de este dominio simple puede descansar con mínima energía, en una de dos direcciones diferentes en 180° y separadas entre sí por una barrera de energía magnética proporcional a la fuerza coercitiva del mineral (H_c), a su magnetización espontánea (J_s) y al volumen del grano (v), expresada por la ecuación:

$$E_m = \frac{H_c \cdot J_s \cdot v}{2} \quad (1)$$

Cuando el grano está sometido a una temperatura T , su energía térmica estará expresada por:

$$E_t = k' \cdot T \quad (2)$$

donde k' es la constante de Boltzman; según Néel cuando la energía térmica E_t es menor que la energía de la barrera magnética E_m , no habrá ningún cambio en la dirección del vector característico de los dominios, pero para temperaturas (T) muy altas o bien para granos de volúmenes muy pequeños, las relaciones entre E_m y E_t son tales que las variaciones térmicas pueden hacer que dichos vectores atraviesen las barreras respectivas produciendo un alineamiento de los mismos según la dirección del campo magnético presente en el lugar. De este modo la magnetización remanente original J_0 , al cabo de un cierto tiempo t se habrá reducido a un valor J_R dado por la expresión, Cox y Doell, 1960:

$$J_R = J_0 \cdot \exp(-t/\tau_0) \quad (3)$$

en la que τ_0 llamado tiempo de relajación, está expresado por la relación:

$$1/\tau_0 = A \cdot (v/T)^{1/2} \cdot \exp^{-\gamma v/T} \quad (4)$$

en la que a su vez los parametros A y γ dependen de las propiedades elásticas y magnéticas de los minerales.

En base a la magnitud del tiempo de relajación es posible definir la vida media de la magnetización termorremanente, la que está expresada por la relación: $0.693 \cdot \tau_0$. De la ecuación (4) se deduce que una roca sometida a una temperatura dada T , que posea granos de mineral de volúmenes muy pequeños de modo que sus tiempos de relajación sean a su vez reducidos, cambiará fácilmente las direcciones de magnetización de sus dominios como

consecuencia de las fluctuaciones térmicas, los que se orientarán según la dirección del campo magnético h a que estén sometidos durante la experiencia. Aquellos dominios del mismo mineral de volúmenes mayores que una determinada magnitud llamada crítica, no se verán afectados por el efecto de la temperatura T , y sus direcciones de magnetización permanecerán inalteradas. A la magnetización adquirida por los dominios pequeños según este proceso, Néel (1955), la denomina magnetización de equilibrio y la expresa por la relación

$$J_E = N \cdot J_s \cdot v \cdot \operatorname{tgh} \left(\frac{v \cdot h \cdot J_s}{k' \cdot T} \right) \quad (5)$$

en la que N representa el número de dominios o granos de volumen v presentes en la roca analizada.

De lo expresado en los párrafos anteriores y del análisis de la ecuación (4), se deduce que para un determinado mineral sometido a una temperatura T , existe un diámetro crítico de bloqueo, de modo que aquellos granos de diámetro menor fácilmente alcanzarán la magnetización de equilibrio J_E , mientras que aquellos dominios de diámetro mayor que el crítico conservarán sus magnetizaciones originales. Del mismo modo para aquellos granos de mineral de igual diámetro se puede definir una temperatura de bloqueo crítica.

En base a esta teoría de Néel para dominios simples es fácil comprender cómo las rocas ígneas adquieren su magnetismo termorremanente; en efecto, a medida que una roca adquiere temperaturas inferiores a la de su punto de Curie, un número determinado de granos adquieren la magnetización de equilibrio J_E , y si la roca continúa enfriándose alcanzando temperaturas inferiores a la crítica de bloqueo de dichos granos, el valor del tiempo de relajación τ_0 aumenta rápidamente y la magnetización adquirida se conge-

la al nivel alcanzado. Lógicamente que este esquema simplificado de Néel dista bastante de los hechos reales presentes en la naturaleza, en que una roca ígnea está constituida por minerales magnéticos de distintas propiedades físicas y de diferentes tamaños de granos, pero también es cierto que estas rocas adquieren un magnetismo termorremanente cuyas características se ajustan a la del modelo teórico de Néel. Asimismo, en base a los conceptos más arriba enunciados es fácil de explicar dos de las características fundamentales de la magnetización termorremanente: *a)* la independencia de la magnetización termorremanente adquirida a diferentes rangos de temperaturas (debida a la magnetización adquirida por granos de diferentes diámetros y/o de diferente composición química), *b)* la gran estabilidad de la magnetización termorremanente resultante.

La magnetización remanente viscosa: Es la magnetización remanente adquirida por una roca cuando está sometida a la acción de un campo magnético débil en relación a las fuerzas coercitivas de sus dominios, durante un tiempo prolongado. Este es el caso de una roca sometida al campo geomagnético a lo largo del tiempo geológico; en efecto, las rocas, al estar sometidas a la acción del campo geomagnético por un largo período, adquieren una magnetización remanente, cuya dirección coincide con la de dicho campo en el lugar, (Rimbert, 1956). Esta magnetización, conocida en la práctica con el nombre de magnetización viscosa, es producida por la distribución de energía térmica de Boltzman; la distribución de esta energía térmica es errática, pero convertida en energía magnética permite a los dominios magnéticos atravesar barreras de energía y orientarse según la dirección del campo geomagnético. La intensidad de la magnetización de

este tipo adquirida por una roca sometida a un campo magnético débil por un largo período es proporcional al logaritmo del tiempo, y es tanto mayor cuando más intenso sea el campo magnético, Cox, 1960. Rimbert, 1959, demostró experimentalmente que la magnetización viscosa adquirida por muestras de basalto sometidas a un campo magnético constante \bar{H} (Oersted), durante un período t (seg.), puede ser destruida sometiendo a la muestra a un campo alterno de magnitud:

$$\tilde{H}_d = -100 + 75 \log \bar{H} + 10 \\ (2 + \log \bar{H}) \log t \quad (6)$$

en la que \tilde{H}_d está expresada en Oersted eficaces.

La teoría que explica cómo las rocas adquieren esta magnetización y cuáles son sus propiedades se basa en los mismos fundamentos de la magnetización termorremanente ya descrita. La magnetización viscosa ha sido sugerida como una posible causa de magnetización anómala en las rocas por numerosos autores, tales como Thellier y Rimbert, 1954; Cox, 1957; Creer, 1958, etc.

La magnetización remanente isotérmica: Una roca, sometida a una temperatura constante, puede adquirir una magnetización remanente cuando está expuesta a la acción de un campo magnético de intensidad mayor que las fuerzas coercitivas de los dominios magnéticos que la constituyen. Este fenómeno es fácilmente comprensible en base a la teoría hasta aquí expuesta; en efecto, aquellos dominios que tienen barreras de energía magnética cuyas fuerzas coercitivas sean menores que el campo externo aplicado, orientarán sus momentos magnéticos según su dirección, cruzando barreras de energía y produciendo por lo tanto un proceso irreversible. Ya se ha expresado que el campo geomagnético actual es muy pequeño en comparación

con las fuerzas coercitivas de los minerales magnéticos presentes en las rocas (del orden de los 100 Oersted o más), y por lo tanto no es capaz de producir magnetización isotérmica. Sin embargo este tipo de magnetización puede originarse cuando la roca está sometida a la acción de un campo magnético muy intenso, como por ejemplo el originado por descargas eléctricas durante una tormenta meteórica, Nagata, 1953; Thellier y Rimbart, 1954-1955; Matsuzaky y asociados, 1954, etc., o bien por corrientes eléctricas originadas mientras el magma estaba aún enfriándose, Hawes, 1952. En este último caso la temperatura presente en la roca no es la temperatura media ambiental, pero dado que se supone que la magnetización se originó por la acción de un campo magnético de breve duración también puede considerarse como una magnetización isotérmica.

Las propiedades magnéticas de la magnetización isotérmica son muy diferentes de las de la magnetización termorremanente; en efecto, es destruida o su dirección alterada por los efectos de un campo magnético más intenso que aquél que la originó, mientras que la magnetización termorremanente y la magnetización por cristalización desarrollados por campos magnéticos débiles son apenas afectados por campos relativamente intensos.

La magnetización por cristalización: Haigh, 1958; Nagata, y Kobayashi, 1958, y Kobayashi, 1959, han demostrado mediante trabajos de laboratorio que cuando los materiales magnéticos sufren un cambio químico a temperatura constante y bajo un campo magnético débil, adquieren una magnetización remanente de igual dirección que el campo presente. Según estos autores, la magnetización así adquirida (denominada magnetización por cristalización o química), es muy estable bajo los efectos de temperaturas y campos desmagnetizantes mayores en magnitud

que aquellos presentes cuando tal magnetización fue adquirida. Asimismo, Haigh, 1958, haciendo un paralelismo entre la magnetización por cristalización y la termorremanente, dice que a medida que los granos de material magnético crecen químicamente aumentando su volumen v , aumenta la relación crítica v/T ; de esta manera, si la reacción se produce a la temperatura T , cuando el cristal alcanza y sobrepasa el diámetro crítico de bloqueo correspondiente a dicha temperatura, la magnetización de equilibrio J_E queda congelada, adquiriendo una magnetización remanente de dirección igual a la del campo magnético presente. De lo expuesto se deduce que las propiedades de estabilidad de este tipo de magnetización son muy similares a la de la magnetización termorremanente.

1-3. EL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

En el siglo XVII William Gilbert descubrió que la forma del campo geomagnético actual se aproxima notablemente al que sería producido a lo largo de la superficie terrestre, por una barra fuertemente imantada situada en su centro y alineada según su eje de rotación. La longitud de este hipotético imán es pequeña en relación con el radio terrestre y por ello se lo equipara a un dipolo, Chapman y Bartels, 1951. Durante los últimos siglos la dirección del campo geomagnético ha sido medida periódicamente en observatorios distribuidos a lo largo del globo terrestre, y el análisis de estas observaciones permite reconocer sus dos componentes principales: a) la componente dipolar ya definida, y b) una componente no dipolar, de menor intensidad, sujeta a variaciones periódicas. Particularmente el análisis del campo magnético terrestre observado en base a las armónicas esféricas, permite determinar la intensidad y la

orientación respecto al eje de rotación terrestre del dipolo magnético que produzca un campo teórico lo más aproximado posible al observado. Los últimos estudios han determinado que el mejor ajuste se logra suponiendo que dicho dipolo forme un ángulo de once grados respecto al eje de rotación terrestre; los dos puntos de intersección hipotéticos de este dipolo con la superficie terrestre definen los llamados polos magnéticos Sur ($110^{\circ}\text{E}-79^{\circ}\text{S}$), y Norte ($70^{\circ}\text{O}-79^{\circ}\text{N}$). En estas posiciones geográficas no se cumple que la dirección del campo geomagnético sea vertical a la superficie terrestre ($I=90^{\circ}$), pues además de la componente dipolar (en la que esta condición sí se cumpliría), está presente la no dipolar. De este modo es posible definir los polos de inclinación (dip-poles), como los puntos de la superficie terrestre en que el campo geomagnético es vertical, es decir aquellos lugares donde la componente horizontal del campo dipolar es de igual intensidad y de signo opuesto a la del campo no dipolar.

En tiempos históricos las posiciones de estos polos de inclinación se han desplazado centenares de kilómetros a lo largo de la superficie terrestre; en la actualidad están situados en el hemisferio sur, a los $143^{\circ}\text{E}-67^{\circ}\text{S}$, y en el hemisferio norte, a los $100^{\circ}\text{O}-74.5^{\circ}\text{N}$, Creer, 1964.

El campo teórico dipolar puede a su vez ser dividido en una componente axial según el eje de rotación terrestre y en una componente ecuatorial. Ahora bien, es por todos bien conocido que las componentes del campo magnético terrestre, (D, I, intensidad), varían con el tiempo; estas variaciones, conocidas con el nombre de seculares, se miden y expresan en valores de variación media por año para cada una de las componentes. La comparación de las componentes del campo no dipolar correspondientes a años diferentes, indica un

desplazamiento hacia el oeste de sus principales anomalías de $0,12^{\circ} \pm 0,03^{\circ}$ por año, Creer, 1964. Asimismo el análisis matemático de las formas de las zonas de anomalías en los mapas del campo no dipolar ha permitido arribar a la conclusión que las mismas podrían ser producidas por circuitos horizontales de corriente eléctrica localizados en el núcleo terrestre, próximos a su superficie límite. Si así fuera, la deriva oeste de dichas anomalías implicaría que esta parte exterior del núcleo debe rotar con una velocidad angular un poco mayor que el manto y la corteza terrestre. La magnitud actual de la deriva del campo no dipolar es tal, que de mantenerse constante completaría una revolución en relación a la superficie terrestre en 1.300 años, Creer, 1964. Por otra parte, este mismo autor define, en base al análisis de armónicas esféricas de las observaciones del campo geomagnético, que la periodicidad de la deriva del campo dipolar ecuatorial es del orden de los 10.000 años. Esta diferencia en la magnitud de la periodicidad de las derivas del campo no dipolar y de la componente dipolar ecuatorial relativas a la superficie terrestre, puede explicarse si el campo dipolar se generase a una mayor profundidad dentro del núcleo y, que puesto que éste es líquido, existiese un gradiente de velocidad angular con la profundidad de modo que se cumplan esas relaciones. De lo expuesto se deduce que si se promediasen los valores del campo no dipolar y del campo dipolar ecuatorial a través de un período de tiempo lo suficientemente largo, el promedio de cada uno será cero. De este modo, cuando el campo geomagnético es promediado a través de un período suficiente de años, se reduce al originado por un dipolo orientado a lo largo de su eje de rotación. Por lo tanto, si las formaciones geológicas estudiadas en una investigación paleomagnética abarcan un período

del orden de 10.000 o más años, el análisis estadístico de sus mediciones automáticamente realizará el promedio, y la dirección de magnetización media de las mismas será muy próxima a aquella que correspondería a un campo magnético terrestre producido por un dipolo alineado según el eje de rotación. Este resultado ha sido corroborado por estudios paleomagnéticos realizados en rocas ígneas de edad Cuaternaria.

Conocida la dirección media de magnetización de una formación geológica, determinada por medio de sus valores de declinación (D), e inclinación magnética (I), se puede calcular la posición de los polos magnéticos del campo en que fue magnetizada, utilizando las siguientes ecuaciones (Cox y Doell, 1960):

$$\begin{aligned} \text{sen } \Theta' = \text{sen } \Theta \cdot \cos p + \\ + \cos \Theta \cdot \text{sen } p \cdot \cos D \end{aligned} \quad (7)$$

$$\text{sen } (\Phi' - \Phi) = \frac{\text{sen } p \cdot \text{sen } D}{\cos \Theta'} \quad (8)$$

en las que Θ' y Φ' representan la latitud y longitud del paleopolo; Θ y Φ son la latitud y longitud medias del área muestreada, y el valor de p , distancia angular desde el área de muestreo al polo a lo largo de un círculo máximo, está dada por la relación.

$$\text{cotg } p = \frac{1}{2} \text{tg } I \quad (9)$$

2-1. LA BARDA NEGRA: UBICACION Y DESCRIPCION GEOLOGICA

La meseta de la Barda Negra se encuentra ubicada en la provincia de Neuquén, dentro de la zona patagónica extraandina, entre los paralelos de 39° y $39^\circ 15'$ Sur, y a una longitud media de $69^\circ 50'$ Este. Su presencia se destaca netamente en el relieve general de la región por sus cuatro costados recorta-

dos profundamente por la erosión, hacia el sur de la ruta nacional n^o 22, en el tramo que une las ciudades de Plaza Huincul con la de Zapala. Su altura media es de 1.200 metros sobre el nivel del mar, y su superficie tiene una suave y gradual pendiente hacia el norte, Suero, 1951.

Descripción geológica: La meseta de la Barda Negra está cubierta por una colada basáltica de desarrollo uniforme y de disposición simple, abarcando un área de aproximadamente 120 km², Suero, 1951. Según este mismo autor el basalto está cubriendo un relieve previo, antiguo, que niveló además de formaciones Terciarias más antiguas, a tobas superpuestas del Santacruciano-Colluncurensis (Mioceno), y más al sur a los Estratos con Dinosaurios del grupo Portezuelo (Cretácico Superior), y a capas Jurásicas de diversa edad. Este basalto es de un color gris negrusco, generalmente vesicular, de grano fino a mediano, presentando en partes una textura porfírica. Según Groeber, 1929, corresponde a un basalto I que se originó antes de la primera subfase de la tercera fase tectónica Terciaria, hecho que dataría a este basalto como de edad Miocena.

Según la descripción microscópica dada por Suero, 1951, este basalto presenta una textura porfírica bastante acentuada. Los fenocristales constituidos por clinopiroxeno y en menor proporción por olivina, constituyen el 30 % del corte analizado. La pasta es de textura intersertal a subofítica, de color amarillento y turbia por producto de la alteración. Sus constituyentes son, mencionados en orden decreciente de abundancia: plagioclasas, piroxenos, zeolitas, magnetita (titanífera?), material serpentinoso y apatita. La magnetita se presenta en cristales de sección cuadrada y esqueletos irregulares, alargados, distribuida irregularmente en la masa. Las dimensiones de estos cristales no sobrepasa los 0,15 mm.

3.1. MUESTREO Y MEDICIONES

En total se recogieron ocho muestras orientadas de basalto, según el siguiente detalle: a) faldeo Occidental de la Barda, próximo y hacia ambos lados de la huella que permite el paso por encima de la misma (ver mapa Suero, 1951), muestras números 29, 30 y 31; y b) faldeos Norte y Oriental, próximos y hacia ambos lados del monolito militar, a unos 13 kilómetros de distancia del muestreo anterior, muestras números 36, 37, 38, 39 y 370. En ambos casos las muestras se obtuvieron entre puntos distanciados decenas de metros entre sí, tratando siempre de obtener muestras frescas de basalto, poco afectadas por la meteorización.

Para la obtención de las muestras orientadas se utilizó la clásica técnica de orientar respecto al norte magnético una línea horizontal previamente marcada sobre una de las caras de las mismas, y de medir la inclinación de dicha cara respecto a la horizontal; para ello se utilizó una brújula magnética tipo Brunton.

De estas ocho muestras orientadas sólo siete fueron estudiadas con detalle; la muestra restante (nº 39), fue dejada en reserva para futuras investigaciones. Con posterioridad, de estas muestras orientadas se cortaron cilindros de 2,54 centímetros de diámetro, de los que luego, a su vez, se obtuvieron 35 discos del mismo diámetro y un centímetro de altura. La dirección de la magnetización remanente natural de cada uno de estos 35 discos fue luego medida utilizando un magnetómetro del tipo astático, Collison y asociados, 1957. Las direcciones así obtenidas fueron corregidas al plano horizontal, teniendo en cuenta la verdadera posición en el campo de las muestras, utilizando los servicios de una máquina computadora electrónica o bien utilizando una red estereográfica de Wulff. Las direcciones de magnetización correspondientes a discos de una misma

muestra fueron analizados según el método de análisis estadístico desarrollado por Fisher, 1953. Este es un método que permite un análisis de direcciones, dando a cada dato disponible un peso unitario y representándolo como un vector de longitud unitaria independientemente de su intensidad de magnetización. De este modo la dirección de magnetización de cada disco de una misma muestra es considerada como un vector unitario o lo que es equivalente como un punto en una esfera de radio unitario, y la dirección del vector suma de los N vectores unitarios correspondientes a los N discos de una misma muestra, es la mejor estimación de la verdadera dirección de la magnetización remanente natural de la misma. La aplicación del análisis estadístico de Fisher a las muestras de basalto aquí estudiadas arrojó los resultados detallados en la tabla I.

TABLA 1

Direcciones medias de la magnetización remanente natural de muestras de basalto de edad Miocena de la Barda Negra, Provincia de Neuquén, según el análisis estadístico de Fisher, 1953.

| Muestra | Declin. | Inclin. | N | R | k | α_{95} |
|---------|---------|---------|---|------|------|---------------|
| 29 | +346° | -56° | 2 | 1,99 | 1112 | 7,5° |
| 30 | +358° | -65° | 4 | 3,99 | 1341 | 2,2° |
| 31 | +157° | -19° | 6 | 5,99 | 1519 | 1,7° |
| 36 | +196° | -17° | 8 | 7,90 | 75 | 6,5° |
| 37 | +24° | -2° | 7 | 6,91 | 68 | 7,3° |
| 38 | +301° | -59° | 3 | 2,99 | 284 | 7,3° |
| 370 | +18° | -12° | 5 | 4,95 | 88 | 8,2° |

En esta tabla la columna primera indica el número de muestra analizado, y las columnas dos y tres la dirección de la magnetización remanente natural de la misma indicada en magnitudes de declinación o azimut (medida positivamente hacia el este a partir del norte), y magnitudes de inclinación respecto a la horizontal (indicadas con signo más cuando están por debajo de

la misma y con signo menos cuando están por encima). Además, por la letra N se indica el número de discos o especímenes cuyo magnetismo remanente fue medido y utilizado en el análisis estadístico para obtener la dirección media de magnetización de la muestra; R representa la longitud del vector suma de los N vectores unitarios analizados; k es una constante denominada parámetro de precisión que es una medida del agrupamiento de los vectores unitarios en torno a la dirección media de magnetización: altos valores de k indican una población de vectores agrupados estrechamente alrededor de su dirección media, y valores de $k = 0$ indican una población de vectores distribuida uniformemente sobre la superficie de la esfera unitaria. Según Fisher, 1953, la mejor estimación del parámetro k, para valores de k mayores que 3, está dado por la expresión:

$$k = \frac{N - 1}{N - R} \quad (10)$$

Por último por $\alpha_{0.5}$ se indica el grado de seguridad que debe atribuirse al cálculo de la dirección de magnetización. Fisher lo define como el semiángulo vertical $\alpha_{(1-P)}$ del cono circular alrededor del vector resultante R, dentro del cual se encuentra la verdadera dirección de magnetización con un nivel de probabilidad (1-P). Este mismo autor da la ecuación que permite su cálculo:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N - R}{R} \cdot \left\{ \left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\} \quad (11)$$

En paleomagnetismo es una convención universal tomar un $P = 0,05$ para calcular el valor de α ; esto significa que existe una probabilidad en 20 que la verdadera dirección de magnetización esté fuera del cono de confianza de semiángulo $\alpha_{0.5}$ alrededor de R.

Las direcciones de magnetización resumidas en la tabla 1 han sido representadas en la figura 1 por medio de una red estereográfica de Wulff; el plano de proyección representa el plano horizontal que es coincidente en este caso con el manto de basalto.

4-1. LAVADO MAGNETICO: TECNICAS DE DESMAGNETIZACION

El análisis de la figura 1 indica que las direcciones de la magnetización remanente natural de las muestras estudiadas están dispersas a lo largo del plano de proyección. Si la magnetización remanente de las mismas fuera únicamente aquella adquirida por el basalto al enfriarse por debajo de su temperatura de Curie, es decir una magnetización termorremanente, estas direcciones de magnetización deberían haber estado más agrupadas entre si. Luego, se desprende que la magnetización remanente natural de estas muestras es la resultante de dos o más procesos de magnetización; a la compo-

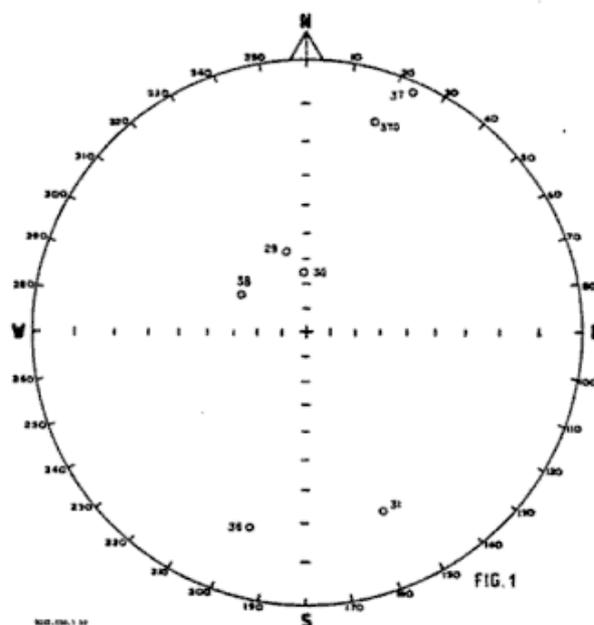


Fig. 1. — Direcciones de la magnetización remanente natural de las 7 muestras orientadas del basalto de la Barda Negra, Pcia. de Neuquén, previo al lavado magnético.

nente de origen termorremanente, que es la que básicamente interesa en este estudio, la llamaremos componente primaria, y a la componente espuria que sumada a la anterior da origen a las direcciones de magnetización anómalas, la denominaremos componente secundaria. La magnetización termorremanente o primaria ha sido originada por el campo geomagnético presente en el momento en que el basalto se enfrió por debajo de la temperatura de Curie de sus minerales magnéticos componentes, tal como se explicó en el ítem 1-2; pero en cuanto a la magnetización secundaria no sabemos aún cómo se originó ni qué campo magnético la produjo. Para poder separar estas componentes de magnetización se recurre al uso de técnicas de desmagnetización parcial, las que se conocen con el nombre genérico de "lavado magnético". El principio de aplicación de estas técnicas de desmagnetización parcial están fundamentadas en las diferentes propiedades de los distintos tipos de magnetización remanente (ítem 2-1). El lavado magnético convenientemente aplicado deberá reducir la magnitud de la dispersión en la dirección de la magnetización inicial de las muestras sin alterar la dirección media de la magnetización termorremanente, para este caso particular. La aplicación de estas técnicas hace posible determinar con gran precisión la dirección media de la magnetización buscada utilizando un número relativamente reducido de muestras, Cox, 1960.

En la actualidad es técnica standard en los estudios paleomagnéticos utilizar dos métodos de lavado magnético: el térmico y el campo magnético alterno.

Desmagnetización térmica: Doell, 1956, y Cox, 1957, demostraron respectivamente que es posible reducir el grado de dispersión de la dirección de magnetización remanente de sedimentos y rocas ígneas, cuando las mismas

son calentadas hasta una determinada temperatura y luego enfriadas en un ambiente libre de todo campo magnético. Los resultados presentados por diferentes autores desde ese entonces hasta la fecha, permiten decir que cuando muestras de rocas ígneas son calentadas a temperaturas sucesivamente mayores y luego enfriadas en un medio libre de todo campo magnético, se reduce la dispersión en sus direcciones de magnetización hasta alcanzar una temperatura óptima, más allá de la cual la dispersión comienza a incrementarse otra vez. Esta temperatura óptima generalmente es del orden de unas decenas de grados centígrados por debajo de la temperatura de Curie de los minerales magnéticos presentes en la roca.

El lavado térmico a que fueron sometidas las muestras de basalto aquí estudiadas, fue efectuado en dos equipos diferentes. Uno de ellos consistía simplemente en un horno eléctrico de grandes dimensiones en el que era posible calentar 30 o más discos simultáneamente. El bobinado de este horno es tal, que al pasar através de él una corriente eléctrica no se produce campo magnético alguno; el control de temperaturas se hace simplemente variando por medio de un reóstato la cantidad de corriente pasante por el bobinado. La temperatura presente en su interior se mide por medio de una termocupla; alcanzada la temperatura deseada el horno se aleja de los discos, elevándolo por medio de un sistema de roldanas. De este modo es posible alcanzar un rápido enfriamiento de los discos. El horno está situado en el centro de tres pares de bobinas de Helmholtz, de ejes respectivamente perpendiculares entre si, y orientados según las direcciones norte-sur, este-oeste magnético, y vertical, del lugar. Previo a cada proceso de lavado por medio de estas bobinas de Helmholtz se reducía a cero cuidadosamente el campo magnético presente en su interior, proceso que se re-

petía al final de cada operación para verificar qué campo magnético estaba presente en el interior de las mismas como consecuencia de las variaciones del campo geomagnético del lugar.

El segundo equipo es en líneas generales similar al anterior; tiene un horno eléctrico mucho más reducido, siendo posible tratar en cada operación tres o cuatro discos por vez. Además todo el horno está cubierto por una campana de plexiglass, en cuyo interior constantemente se produce vacío por medio de una bomba; esto constituye una ventaja sobre el equipo anterior, pues se reducen las posibilidades que se produzcan en los especímenes reacciones químicas que alteren sus propiedades magnéticas, en cuyo caso los resultados obtenidos carecerían de todo valor. Pero en este equipo durante la etapa de enfriamiento los discos permanecen en el interior del horno, y el tiempo necesario para enfriarlos es mucho mayor aumentándose lógicamente la probabilidad de perder el espacio libre de campo magnético obtenido al comienzo de la operación; si este es el caso los discos se magnetizarían según el campo residual presente en el interior de las bobinas, efecto contrario al buscado.

Desmagnetización por medio de campo alterno: Brynjólfsson, 1957; Creer, 1958 y As Zijdeldveld, 1958, utilizaron con éxito el lavado por medio de campos magnéticos alternos del orden de los 200 Oersted para eliminar componentes de magnetización secundarios, no estables, presentes en rocas ígneas, sin afectar la componente primaria termorremanente. Esta técnica de desmagnetización tiene la ventaja de no producir, como el lavado por medio de temperatura, cambios químicos en los constituyentes ferromagnéticos de las rocas. La técnica de operación consiste en someter a los especímenes a campos magnéticos alternos progresivamente mayores, y luego reducir éste gradualmente a cero

en un medio libre de todo campo magnético. En este caso si el campo aplicado tiene una magnitud pico \tilde{H} , aquellos dominios cuyas fuerzas coercitivas sean menores a esta magnitud tratarán de seguir las oscilaciones de este campo a medida que éste decrece a cero; de esta manera la magnetización presente en dichos dominios queda destruida.

Las muestras de basalto cuyo estudio se detalla en este trabajo fueron desmagnetizadas en etapas progresivas hasta un campo máximo de 800 Oersted. Para ello se colocaron, utilizando un recipiente especial, en el interior de una bobina alimentada por la red comercial de 50 ciclos por segundo; esta bobina, de inductancia de 0,5 henrios, fue sintonizada a esta frecuencia por medio de condensadores. La intensidad de corriente presente en la bobina es controlada por medio de un reóstato. Durante el proceso de desmagnetización el recipiente con los discos era rotado simultáneamente alrededor de dos ejes perpendiculares entre sí. Estos ejes son a su vez perpendiculares al eje de la bobina, y sus velocidades de rotación están en relación 1 : 1,1, de modo que durante la rotación cualquier dirección en los discos conforma una figura de Lissajous y todas las direcciones en la roca son desmagnetizadas, Creer, 1959. De esta manera se evita al máximo que los especímenes adquieran una magnetización del tipo remanente isotérmica, como consecuencia de las componentes de corriente continua debidas a la presencia de armónicas pares no simétricas en la red comercial. Todo el conjunto está colocado dentro de un sistema de tres bobinas de Helmutz, igual al descrito anteriormente, con el que se anula el campo geomagnético presente en el lugar. La disminución gradual del campo desmagnetizante alterno a cero se logra intercalando en el circuito de la bobina una resistencia electrolítica constituida por un tubo de vidrio de 10 centímetros de diámetro y aproxima-

damente 100 centímetros de longitud, en cuyo interior hay una solución de sulfato de cobre; un electrodo de cobre permanece fijo en el fondo del tubo, mientras que un segundo electrodo se desplaza hacia arriba gradualmente, impulsado por un motorcito eléctrico. El desplazamiento de este segundo electrodo es tal que la velocidad es mayor a medida que aumenta su separación respecto al electrodo fijo; de este modo la resistencia del electrolito intercalado en el circuito de la bobina aumenta de valor uniformemente, disminuyendo a cero en la misma relación la corriente alterna energizante.

4.2. RESULTADOS DE LA DESMAGNETIZACIÓN DE LAS MUESTRAS DE BASALTO DE LA BARDA NEGRA.

Todas las muestras de basalto más arriba mencionadas fueron sometidas a procesos de desmagnetización por medio de temperatura y campo magnético alterno. El lavado térmico se realizó en ocho etapas sucesivas en las que los especímenes fueron calentados progresivamente a temperaturas de 100° C, 200° C, 300° C, 400° C, 500° C, 550° C, 620° C y 680° C. Después de cada etapa individual se midió la dirección de la magnetización remanente residual de cada uno de los especímenes así tratados, como así también el valor de la susceptibilidad magnética de los mismos. Este valor de la susceptibilidad, comparado con el correspondiente valor para temperatura ambiental, permitió comprobar si el espécimen hubo sufrido alteración química en sus componentes ferromagnéticos durante el proceso de calentamiento; discos en que la diferencia entre ambos valores de susceptibilidad fue excesiva fueron desechados y el proceso de desmagnetización suspendido.

La desmagnetización por campo alterno fue realizada en nueve etapas progresivas en las que los especímenes fue-

ron sometidos sucesivamente a campos alternos de valores picos máximos de 50, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700 y 850 Oersted. Luego de cada etapa de desmagnetización se midió la intensidad y dirección de la magnetización remanente residual de cada uno de los discos así tratados, utilizando igual que en el caso anterior un magnetómetro del tipo astático, o uno del tipo "spinner".

Analizando el comportamiento de las diferentes muestras ante los procesos de lavado magnético así efectuados, es posible clasificar a las mismas en dos diferentes grupos: *a)* un grupo que se caracteriza porque discos de una misma muestra acusan igual comportamiento al ser sometidos individualmente a lavados por campo magnético y por calor, y *b)* un segundo grupo en que discos lavados por medio de un campo magnético acusan un comportamiento

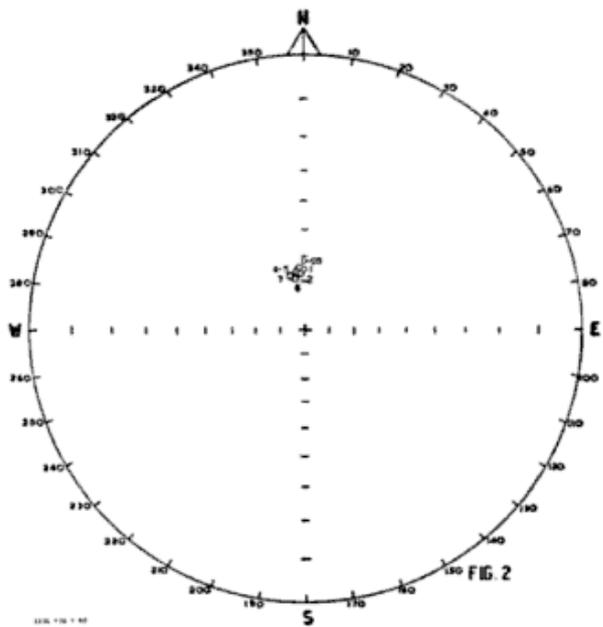


Fig. 2. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra N° 30 de basalto de edad Miocena de la Barda Negra, Pcia. de Neuquén, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas progresivas por medio de campos magnéticos alternos. El número indicado al lado de cada punto-dirección representa el valor máximo del campo magnético alterno aplicado en cada etapa: 0,5 = 50 Oersted; 1 = 100 Oersted, etc.

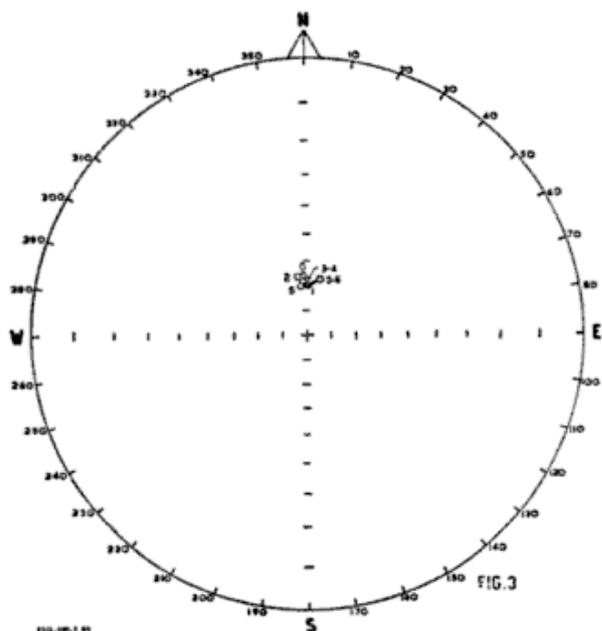


Fig. 3. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra N° 30 de basalto de edad Miocena de la Barda Negra, Pcia. de Neuquén, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas sucesivas por medio de calor. El número indicado al lado de cada punto-dirección representa la temperatura máxima a que ha sido sometida la muestra en cada etapa: 1 = 100°C ; 2 = 200°C ; etc.

diferente a discos de la misma muestra tratados por medio de calor. Al primer grupo corresponden las muestras distinguidas por los números 29, 30, 31 y 38. Dentro de este grupo las muestras números 29 y 30 se destacan porque a través de las sucesivas etapas de lavado mantuvieron sus direcciones de magnetización originales, aun después de haber sido sometidos a campo desmagnetizantes del orden de los 700 Oersted y a temperaturas del orden de los 550° C. Este hecho puede observarse en las figuras 2 y 3, en las que se han representado las direcciones de magnetización remanente residuales obtenidas después de cada etapa de lavado. Estas figuras corresponden a la muestra número 30, no representándose las de la muestra número 29 para evitar repeticiones. Tal como puede observarse la magnetización remanente de estas muestras es muy estable, acusando las caracterís-

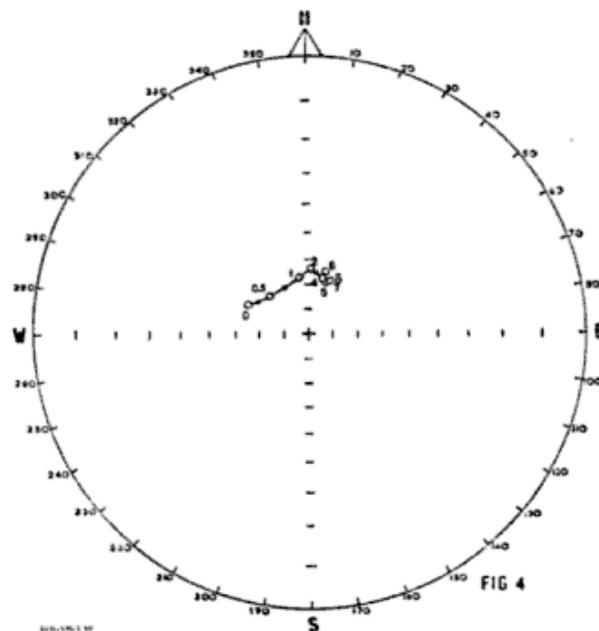


Fig. 4. -- Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra de basalto de edad Miocena N° 38, proveniente de la Barda Negra, Pcia. de Neuquén, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas sucesivas por medio de campos magnéticos alternos.

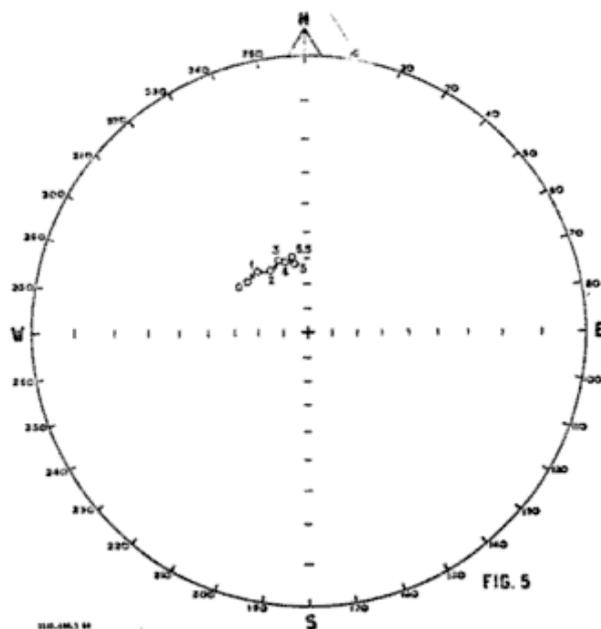


Fig. 5. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra de basalto N° 38, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas sucesivas por medio de calor.

ticas propias de una magnetización termorremanente. Siendo este el caso la magnetización de estas muestras ha si-

do poco o nada alterada por magnetizaciones posteriores al período de su enfriamiento. Las muestras números 31 y 38 por el contrario, acusaron un cambio en sus direcciones de magnetización al ser tratadas por medio de campos de apenas 50 Oersted y temperaturas del orden de los 100°C (figs. 4 y 5 respectivamente). Este hecho evidencia que la magnetización remanente de estas muestras es la resultante de por lo menos dos procesos de magnetización independientes, y que el magnetismo termorremanente adquirido por el basalto durante su deposición está enmascarado por una magnetización secundaria. Esta magnetización espuria fue destruida cuando las muestras fueron sometidas a campos desmagnetizantes del orden de los 300 Oersted y a temperaturas mayores a los 400°C , (ver figs. 4 y 5 respectivamente), quedando únicamente las de origen termorremanente mucho más estable.

Al segundo grupo corresponden las muestras individualizadas por los números 36, 37 y 370. Todas estas muestras

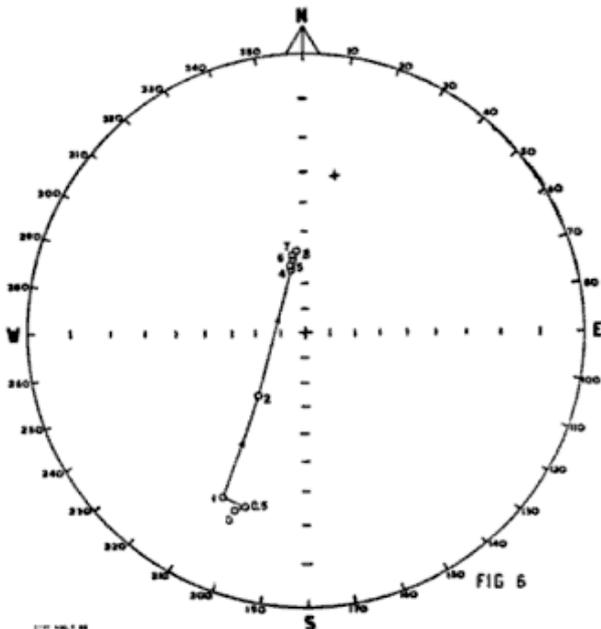


Fig. 6. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra de basalto N° 36, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas progresivas por medio de campos magnéticos alternos.

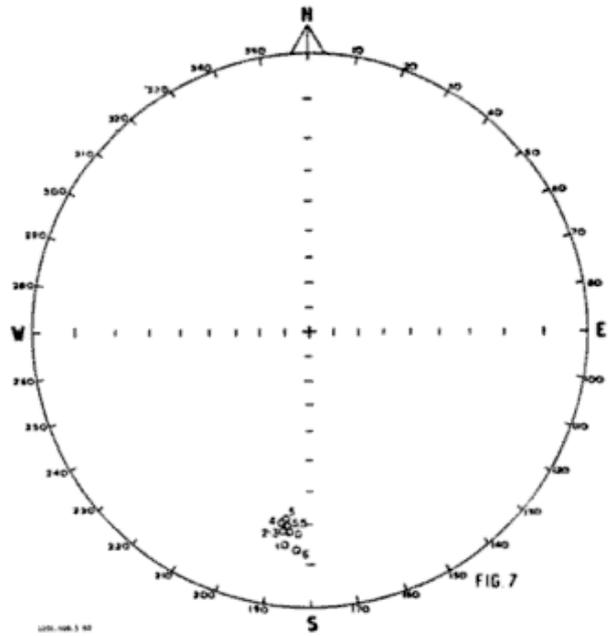


Fig. 7. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra N° 36, luego de ser sometida a desmagnetización por medio de calor en etapas progresivas.

al ser sometidas a un lavado por medio de campos magnéticos alternos del orden de los 50 a 100 Oersted acusan un fuerte cambio en sus direcciones de magnetización (fig. 6), indicando que la misma es una magnetización remanente compuesta. Los componentes más débiles de esta magnetización quedan prácticamente destruidos cuando se someten a las muestras a campos del orden de los 400 Oersted, siendo la magnetización residual sumamente estable frente a la acción de campos desmagnetizantes aún más intensos. En la figura 6 sólo se han representado los resultados obtenidos con la muestra número 36; los resultados correspondientes a las muestras 37 y 370 son en un todo similares y por lo tanto se ha omitido su representación. La dirección de la magnetización estable de estas muestras es muy próxima a la dirección de la magnetización termorremanente de las muestras del grupo *a*), (compárese la figura 6 con las 2, 3, 4 y 5), por lo que se concluye que representa la magnetización termorremanente de las mismas.

Como se ve, el método de lavado empleando campos magnéticos alternos fue eficaz para determinar la magnetización termorremanente de las muestras de ambos grupos, *a)* y *b)*. Sin embargo cuando las muestras del grupo *b)* fueron sometidas a proceso de desmagnetización por medio de calor, sus direcciones de magnetización se mantuvieron prácticamente sin variantes aun

muestras número 30, 36 y 38. En ordenadas se representa la relación entre la intensidad de la magnetización residual J_r , correspondiente a una etapa de desmagnetización, y la intensidad de magnetización del mismo espécimen antes de iniciarse dicho proceso, J_0 ; en abscisas el valor pico del campo desmagnetizante empleado.

En la figura 9 están dibujadas las

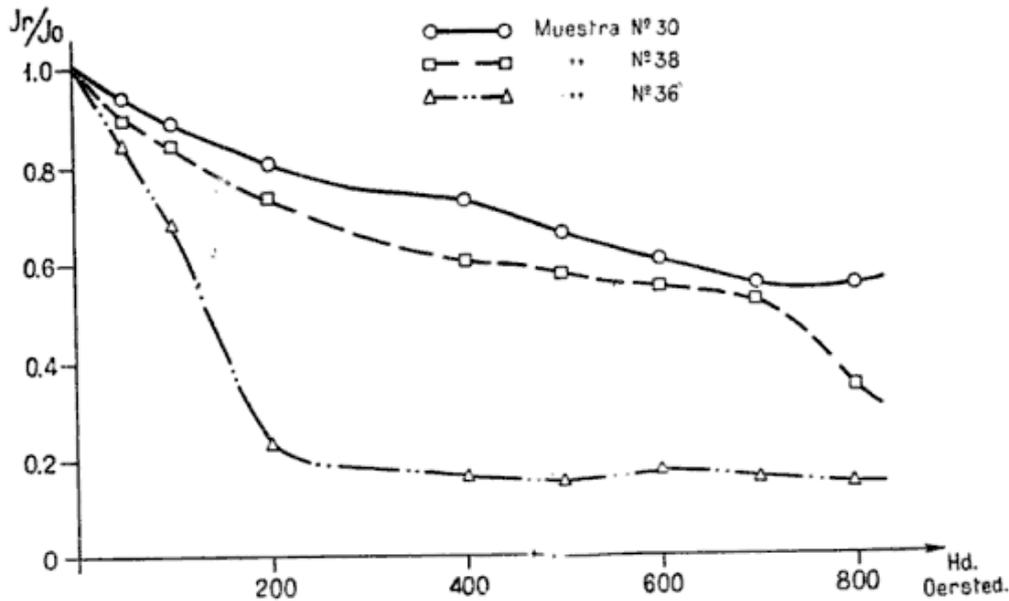


Fig. 8. — Curvas de la variación de la intensidad de la magnetización remanente residual en función de la intensidad del campo alternativo desmagnetizante; J_r es la intensidad de la magnetización residual correspondiente a una etapa dada de desmagnetización; J_0 es la intensidad de la magnetización remanente natural antes de iniciarse el proceso de lavado magnético de la muestra.

cuando se alcanzaron temperaturas mayores a los 500°C , (fig. 7). Esto indica que la desmagnetización térmica hasta estas temperaturas no alcanza a eliminar la componente de magnetización secundaria, mientras que ésta como se vio es fácilmente destruída por medio de campos alternos. Este hecho es muy llamativo y de acuerdo con los conocimientos del autor es la primera vez que se publican resultados de esta naturaleza.

En la figura 8 se han representado en un gráfico cartesiano, las curvas representativas de la variación de la intensidad de magnetización en función de la intensidad máxima de campo desmagnetizante para especímenes de las

curvas representativas de la relación J_r/J_0 en función de la temperatura empleada en cada etapa de la desmagnetización térmica, también para especímenes de las muestras números 30, 36 y 38. Como puede observarse, prácticamente estas muestras pierden totalmente sus propiedades magnéticas cuando son calentadas a temperaturas del orden del punto de Curie de la magnetita, (570°C).

Las curvas representativas de las demás muestras estudiadas no han sido incluidas para no sobrecargar las figuras; sus características son en todo similares a la de las muestras correspondientes a su mismo grupo.

Por último en la figura 10, se han

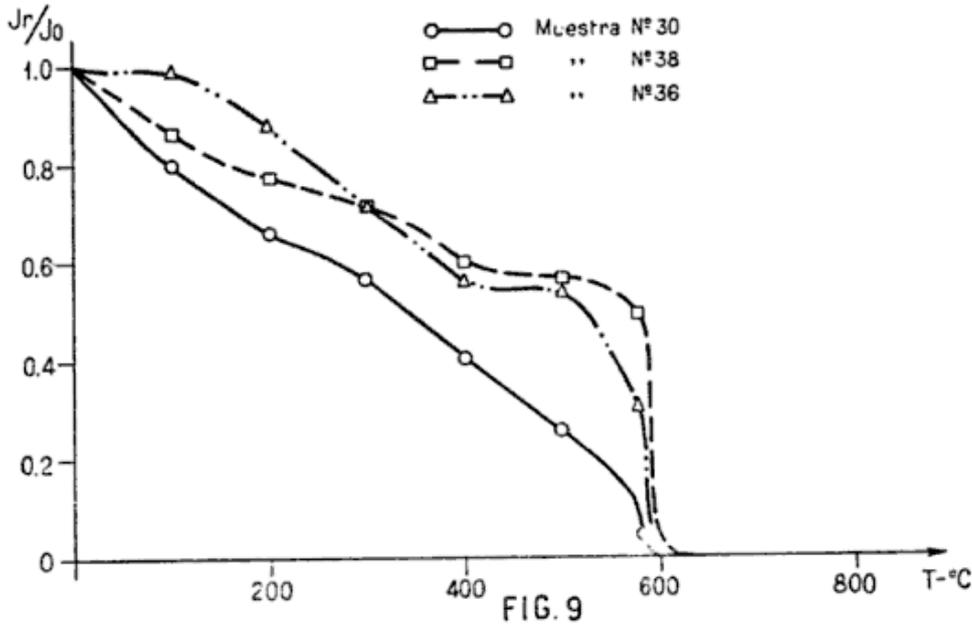


Fig. 9. — Curvas de la variación de la intensidad de la magnetización remanente residual, en función de la temperatura máxima alcanzada en cada etapa de la desmagnetización térmica.

dibujado mediante una red estereográfica de Wuff, las direcciones medias de la magnetización termorremanente de

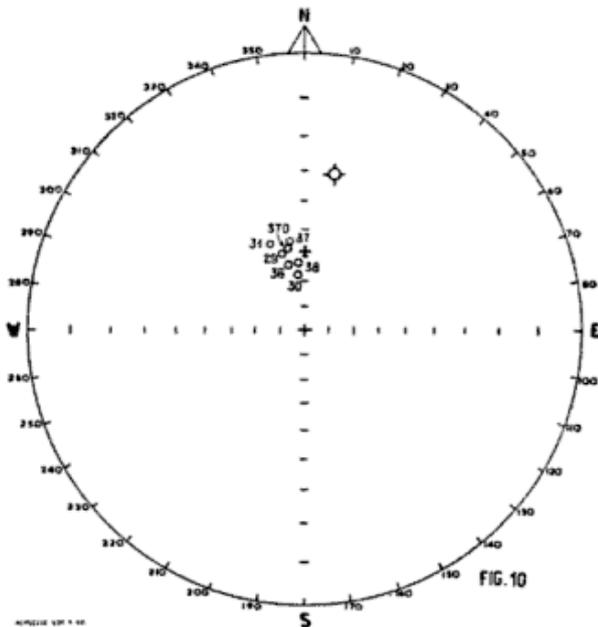


Fig. 10. — Direcciones de la magnetización termorremanente de las muestras de basalto de edad Miocena de la Barda Negra, Peia. de Neuquén, después de haber sido desmagnetizadas parcialmente por medio de campos alternos y calor: \ominus representa la dirección del campo geomagnético actual en dicho lugar; $+$ representa la dirección del campo debido a un dipolo alineado a lo largo del presente eje de rotación terrestre.

cada una de las muestras estudiadas; cada una de estas direcciones se obtuvo para una muestra dada, promediando las direcciones óptimas obtenidas independientemente en los procesos de lavado por medio de campos alternos y de calor. Particularmente en las muestras 36, 37 y 370 sólo se consideró la dirección de la magnetización termorremanente obtenida del lavado por campo alterno. Como puede observarse las direcciones de magnetización resultantes están ahora estrechamente agrupadas, en amplio contraste con su distribución previa al lavado (fig. 1). Este resultado puntualiza con claridad la gran importancia que tiene la aplicación de las técnicas de desmagnetización en las investigaciones paleomagnéticas y que justifican su uso standardizado en todo estudio de esta naturaleza.

Para calcular ahora la dirección media de la magnetización termorremanente del basalto de la Barda Negra se aplicó el método de análisis estadístico de Fisher, 1953, a las direcciones de magnetización correspondiente a las 7 muestras estudiadas. Los resultados están resumidos en la tabla nº 2, donde

cada uno de los símbolos tiene el mismo significado ya descrito para la tabla 1.

TABLA 2

Dirección media de la magnetización termorremanente del basalto de la Barda Negra.

| Decl. | Incl. | N | R | K | $\alpha_{2,5}$ |
|-------|-------|---|-------|-----|----------------|
| + 347 | - 59 | 7 | 6,967 | 182 | 4,5 |

4.3. ANALISIS DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

De lo expresado en los párrafos anteriores surge que la mayor parte de las muestras de basalto estudiadas poseían un magnetismo remanente natural compuesto por una componente primaria estable (magnetismo termorremanente), y una componente secundaria fácilmente destruible por la acción de campos alternos.

La componente primaria o termorremanente representa la magnetización adquirida por el basalto al enfriarse en medio del campo geomagnético presente en la época de la extrusión. Por lo tanto el análisis de sus direcciones de magnetización permitirá determinar la posición geográfica de los paleopolos correspondientes a dicha época. Por otra parte el análisis de la componente secundaria permitirá esbozar hipótesis acerca de cuál fue el campo que la produjo, y quizás, bajo qué proceso se originó.

En la figura 11 se ha representado: a) por medio de la letra P la dirección media de la componente de magnetización termorremanente, dada en la tabla 2; b) por la letra S la dirección del campo geomagnético actual correspondiente al área estudiada, y c) por medio de los números correspondientes las direcciones de la magnetización remanente original de las muestras estudiadas. Si la magnetización secundaria de estas muestras se originó por el efecto de un campo magnético

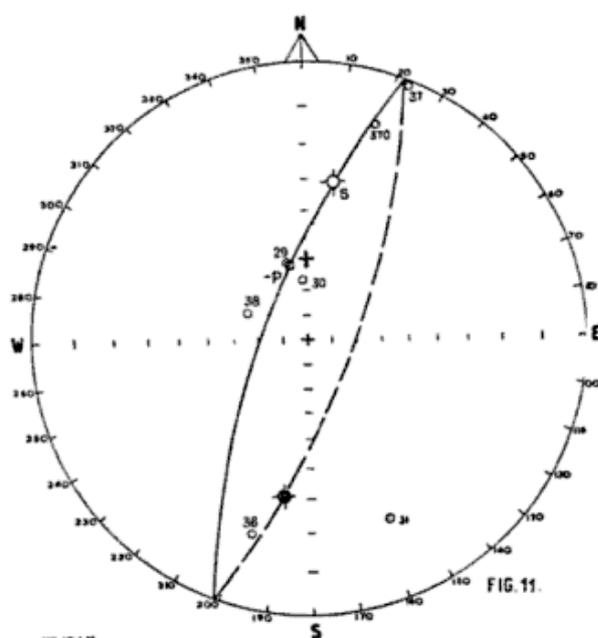


Fig. 11. — Demostración que la magnetización secundaria de las muestras de basalto N° 30, 36, 37, 38 y 370, se debe a la acción de un campo geomagnético similar al actual: + representa la dirección correspondiente al área estudiada de un campo dipolar coaxial con el eje de rotación terrestre; \ominus representa la dirección del campo geomagnético actual en dicha área; \square representa la dirección de magnetización media de la componente termorremanente del basalto estudiado; \odot representan las direcciones del magnetismo remanente natural de las muestras analizadas previo a su lavado magnético.

similar al terrestre actual, la magnetización remanente natural resultante debe estar en el plano determinado por los dos vectores representativos de la dirección del campo geomagnético actual y de la dirección de la magnetización termorremanente primaria. Dicho plano estará representado en la proyección estereográfica usada por medio de una circunferencia máxima pasante por P y S, y si este fuese el caso, las direcciones del magnetismo remanente original de las muestras deben estar alineados a lo largo de dicha circunferencia máxima. De las muestras analizadas seis cumplen tal condición, lo que permite esbozar la hipótesis que de existir, sus magnetizaciones secundarias se originaron por la acción de un campo geomagnético similar al actual. Los hechos, de que esta

componente inestable de magnetización fue originada por un campo similar al geomagnético actual, y de que es fácil y totalmente destruible por campos alternos del orden de los 300 Oersted, coinciden en indicar que su origen se debe a un proceso similar al de la magnetización viscosa, Cox, 1960.

Sin embargo quedaría aún por explicar el porqué las muestras 36, 37 y 370 tienen un comportamiento tan particular cuando son sometidas a desmagnetización por medio de calor. Este hecho está siendo investigado actualmente y los resultados de ese estudio se publicarán oportunamente.

En base a la dirección media de la magnetización termorremanente (tabla 2), y a los valores de latitud ($\Theta = 39^\circ 00' S$), y longitud ($\Phi = 69^\circ 50' W$) del área estudiada, se calculó la posición del paleopolo magnético presente en el instante en que el basalto adquirió su magnetización primaria (ver ítem 1-3). Los resultados obtenidos se resumen en la tabla 3.

TABLA 3

Valores de las coordenadas de los paleopolos magnéticos correspondientes al basalto de edad Miocena de la Barda Negra, Prov. de Neuquén.

| | Latitud | Longitud |
|----------------------|-------------|--------------|
| Polo Sur | -80° | $+ 11^\circ$ |
| Polo Norte | $+80^\circ$ | -169° |

Para el cálculo de este paleopolo, sólo se ha tenido en cuenta un único valor en la escala del tiempo geológico, por lo que de acuerdo a lo expresado en el ítem 1-3 no estarán eliminadas las influencias debidas al campo no dipolar y a la componente ecuatorial del campo dipolar. Por lo tanto estos valores no pueden considerarse definitivamente como representantes de las posiciones de los paleopolos correspondientes al Mioceno de la República Argentina. Si en cambio se hubiese considerado un número mayor de direcciones magnéticas correspondientes

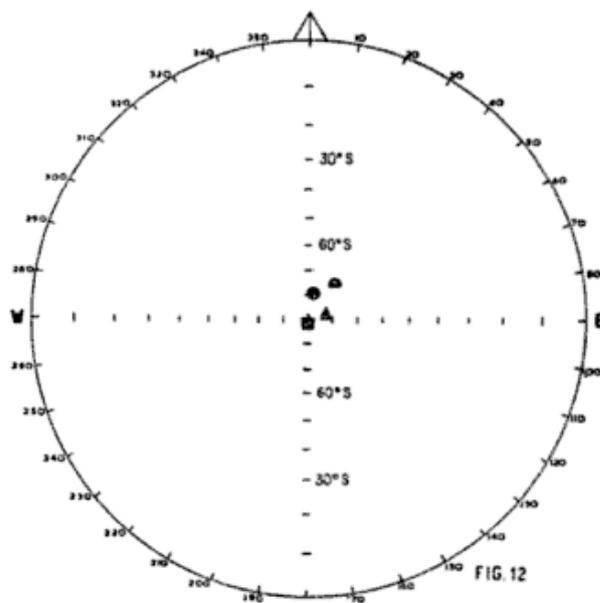


Fig. 12. — Representación de los paleopolos magnéticos Sur correspondientes al Mioceno determinados en : ■ Islandia, (lavas, Hospers, 1955) ; ▲ Norte América, (basalto, Campbell-Runcorn, 1959) ; Japón, ● (andesitas doleritas, Nagata y asociados, 1959) ; ● Argentina (basaltos, 1964).

a instantes de tiempo que abarcasen un lapso suficiente dentro del Mioceno, el análisis estadístico de las mismas eliminaría los efectos del campo no dipolar y de la componente ecuatorial. En este caso, dado que desde el Mioceno no se ha producido un desplazamiento polar apreciable, las direcciones del campo dipolar axial así obtenidas deberían coincidir con la del campo dipolar axial actual, y por lo tanto estar expresados por: $D = 0$, $I = t_g^{-1} (2.t_g \Theta)$, figura 11. Como puede observarse en esta figura, la dirección media de la componente de magnetización termorremanente del basalto aquí estudiado, punto P, está muy próximo a dicha posición teórica, lo que indica que el campo geomagnético en el momento en que este basalto fluyó era próximo a un campo dipolar para esta latitud del hemisferio Sur. Luego es posible comparar la posición de los paleopolos calculados (tabla 3), con las posiciones de los paleopolos obtenidos para otras rocas de edad Miocena en diferentes partes del mundo: Japón (Nagata y asociados,

1959); Norte América (Campbell y Runcorn, 1956), e Islandia (Hospers, 1955), ver fig. 12. La proximidad entre las posiciones de estos paleopolos indica la contemporaneidad del origen del basalto de la Barda Negra con estas efusiones lávicas mundiales y la exactitud del proceso de medición y cálculo involucrado

5-1. CONCLUSIONES

De los resultados de los estudios más arriba detallados se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- 1) Que la magnetización natural del basalto de edad Miocena de la Barda Negra está constituida por dos componentes: *a*) una componente primaria que tiene todas las características de una magnetización termorremanente, y *b*) una componente secundaria con las características de una magnetización viscosa adquirida en un campo geomagnético similar al actual.
- 2) Que la dirección media de la magnetización termorremanente de dicho basalto es: Declinación: $+347^\circ$, Inclinación: -59° .
- 3) Que el magnetismo termorremanente de este basalto se debe fundamentalmente a su contenido de magnetita (temperatura de Curie: 570°C).
- 4) Que en el instante en que el basalto adquirió su magnetismo termorremanente el campo geomagnético era muy próximo a un campo dipolar para esta latitud del hemisferio Sur, y que las posiciones de los paleopolos correspondientes eran:

Polo Sur : $\phi' = 11^\circ$ Este ; $\theta' = -80^\circ$
Sur.

Polo Norte : $\phi' = 191^\circ$ Este ; $\theta' = +80^\circ$
Norte.

- 5) Que si bien las posiciones de dichos paleopolos no pueden considerarse definitivamente como representativas de los polos magnéticos Miocenos para la República Argentina (es necesario contar con datos paleomagnéticos provenientes de formaciones que abarquen un período de tiempo lo suficientemente extenso dentro del Mioceno para verificar estos valores), han permitido determinar la contemporaneidad de la efusión de basalto de la Barda Negra con otras efusiones lávicas mundiales de edad Miocena.
- 7) Que el proceso de remagnetización en el campo geomagnético actual que afectó a este basalto tiene carácter regional pues resultados similares fueron obtenidos en lavas cuartarias (Creer, 1958 y 1964), y en basaltos de edad Suprapliocena (Valencio, trabajo a publicarse), provenientes de áreas próximas a las aquí estudiadas.

Agradecimientos. — El autor desea agradecer sinceramente al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina, y al Department of Scientific and Industrial Research del Reino Unido respectivamente, por haber facilitado su viaje y permanencia en la Universidad de Newcastle Upon Tyne, en cuyo Departamento de Física fueron realizados los estudios detallados en este trabajo. Asimismo agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires por haber permitido su viaje, como así también por haber facilitado los medios necesarios para iniciar esta investigación.

Particularmente mi agradecimiento al Dr. K. M. Creer, quien me introdujo en la materia y que ha sido una fuente constante de ayuda y consejo; al profesor S. K. Runcorn, en cuyo Departamento ha sido un honor y privilegio

trabajar, y a todos los otros miembros de dicho Departamento que con sus discusiones y consejos facilitaron mi labor allí.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- As, J. A. y Zijderveld, J. D. A. 1958. *Magnetic cleaning of rocks in paleomagnetic research.* — Royal Astron. Soc. Geophys. Journal, vol. 1.
- Brynjólfsson, A. 1957. *Studies of remanent magnetism and viscous magnetism in the basalt of Iceland.* — Advances in Physics, vol. 6.
- Campbell C. y Runcorn S. K. 1956. *Magnetization of the Columbia River basalts in Washington and Northern Oregon.* — Journal Geophys. Research, vol. 61.
- Collison D. K., Creer K., Irving E. y Runcorn S. 1957. *The measurement of the permanent magnetization of rocks.* — Phil. Trans. Roy. Soc. London, vol. 250.
- Cox A. 1957. *Remanent magnetization of Lower to Middle Eocene basalts from Oregon.* — Nature, vol. 179.
- Cox A. y Doell R. 1960. *Review of paleomagnetism.* — Bull. Geol. Soc. Am., vol. 1.
- Cox A. 1960. *Anomalous remanent magnetization of basalts.* — Experimental and Theoretical Geophysics.
- Creer K. M. 1958. *Preliminary paleomagnetic measurements from South America.* — Annales Geophysique, vol. 14.
- Creer K. M. 1959. *A. C. demagnetization of unstable Triassic Keuper marls from S. W. England.* — Royal Astron. Soc. Geophys. Journ. vol. 2.
- Creer, K. M. 1964. *Paleomagnetism and the results of its application to South America Rocks.* — Bol. Paranaense de Geografía, N° 10-15.
- Doell R. R. 1956. *Remanent magnetization of the upper Miocene "blue" sandstone of California.* — Am. Geophys. Union Trans., vol. 37.
- Fisher, R. A. 1953. *Dispersion on a sphere.* — Royal Soc. London Proc., ser. A, vol. 217.
- Groeber P. 1929. *Lineas fundamentales de la Geología del Neuquén, Sud de Mendoza y regiones adyacentes.* — Dirección General de Minas, Publicación n° 58, Buenos Aires.
- Haigh G. 1958. *The process of magnetization by chemical change.* — Philos. Mag., vol. 3.
- Hawes J. 1952. *A magnetic study of the Spavinaw granite area, Oklahoma.* — Geophysics, vol. 17.
- Hospers J. 1955. *Rock magnetism and polar wandering.* — Jour. Geol., vol. 3.
- Kobayashi, K. 1959. *Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism.* — Jour. Geomagnetism and Geoelectricity (Kyoto), vol. 10.
- Matsuzaki H., Kobayashi K. y Momose K. 1954. *On the anomalously strong natural remanent magnetization of the lava of Mt. Utsukushi-hara.* — Jour. Geomagnetism and Geoelectricity, vol. 6.
- Nagata T., Akasi K. y Rikitaki T. 1943. *The natural remanent magnetism of sedimentary rocks.* — Bull. Earthquake Research Inst., vol. 12.
- Nagata T. 1953. *Rock Magnetism.* — Tokyo, Japan, Maruzen Co. Ltd.
- Nagata T. y Kobayashi K. 1958. *Experimental studies of the generation of remanent magnetization of ferromagnetic minerals by chemical reactions.* — Japan Acad. Proc., vol. 34.
- Nagata T., Akimoto S., Shimishu Y., Kobayashi K. y Kuno H. 1959. *Paleomagnetic studies on Tertiary and Cretaceous rocks in Japan.* — Japan Academy Proc., vol. 35.
- Néel L. 1955. *Some theoretical aspects of rock magnetism.* — Advances in Physics, vol. 4.
- Rimbert F. 1956. *Sur l'action de champs alternatifs sur des roches portant une aimantation rémanente isotherme de viscosité.* — Acad. Sci. (Paris) Comptes Rendus, París, vol. 242.

- Rimbert F. 1959. *Contribution a l'étude de l'action de champs alternatifs sur les aimantations remanentes des roches. Applications Géophysiques.* — Inst. Français pétrole. Rev. et Annales combustibles liquides, vol. 14.
- Suero T. 1951. *Descripción Geológica de la Hoja 36c, Cerro Lotena.* — Dirección General de Minería, Boletín N° 76, Buenos Aires.
- Thellier E. y Rimbert F. 1954. *Sur l'analyse d'aimantations fossiles par action de champs magnetiques alternatifs.* — Acad. Sci. (Paris) Comptes Rendus, vol. 239.
- Thellier E. y Rimbert F. 1955. *Sur l'utilisation, en paleomagnetisme, de la désaimantation por champs alternatifs.* — Acad. Sci. (Paris) Comptes Rendus, vol. 240.

Manuscrito recibido en enero de 1965.

HIDROGEOLOGIA DEL VALLE DE SANTA MARIA

(PROV. DE CATAMARCA, ARGENTINA)

POR OSCAR RUIZ HUIDOBRO

Instituto Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires

ABSTRACT

This paper describes the geology and ground water hydrology of about 1.000 km² in Santa María Valley, Catamarca. The city of Santa María (2.000 m. a.s.l.) is approximately in the center of the area which is part of the Santa María valley and the Sierras Pampeanas morphostructural unit crossed by the Santa María river. The normal annual precipitation is 185 mm and the mean annual temperature is 16,5° C.

The rocks underlying the Santa María Valley are metamorphic, plutonic and sedimentary, ranging in age from Precambrian to Recent. The Tertiary continental sediments (Santa María Group) are exposed in the eastern part of the valley. The regional dip of the strata is to the east, except near the faults, where abnormal structures are found.

Finally, there are piedemontan deposits of Pleistocene age and alluvial deposits of recent streams. Important aquifers yielding water to wells in the area include the sand and gravel beds in terrace deposits and alluvium along major drainage lines.

The alluvial deposits of Santa María river are the principal source of water supply. The aquifers are capable of yielding 50 m³/h. (cubic meters per hour) and in some areas as much as 250 m³/h. The storage capacity of the basin is estimated in 620 millions of cubic meters for an area of 171 km².

Chemical analyses show that ground water in Santa María valley is of good quality, being soft and low in chloride and dissolved solids.

The hydrologic data on which this report is based include information of 37 wells and analyses of 23 water samples.

RESUMEN

El valle de Santa María forma parte de la región "muy árida" del noroeste argentino, con precipitaciones que no alcanzan los 200 milímetros por año. Es una larga y más bien estrecha depresión estructural elaborada en rocas metamórficas y plutónicas, que están cubiertas por un completo sedimentario mesozoico-terciario y por depósitos aluviales cuaternarios que constituyen cuatro formaciones geológicas, que a su vez corresponden a igual número de niveles de pie de monte.

Los movimientos que determinaron la estructuración en bloques del basamento plegaron y fallaron la cubierta pliocena, donde predomina una estructura monoclinal con buzamiento regional hacia el naciente.

Las formaciones pleistocenas se apoyan sobre un pedimento elaborado sobre las formaciones pliocenas del Grupo Santa María.

La red de avenamiento se ajusta a una serie de valles transversales que coinciden, en algunos casos, con fallas normales a la estructura general de NNE-SSW.

El aluvio del río Santa María es el mejor acuífero, no sólo porque es de permeabilidad alta sino porque contiene agua de buena calidad.

La capa freática está ubicada entre los 14 y 28 m. Se han descubierto dos acuíferos confinados hasta los 113 m, que es la profundidad máxima alcanzada por las perforaciones. El espesor de los acuíferos aumenta desde el Norte hacia el Sur, donde la cuenca es más profunda.

La zona de descarga del agua subterránea, que proviene principalmente del sur y sudeste, está controlada por la estructura de fracturación que ha determinado el ascenso diferencial de bloques menores del basamento, que asoman en la zona vecina al pueblo de Santa María. Las aguas superficiales que se infiltran en la zona comprendida entre las

fallas de Caspichango y Amaicha del Valle se descargan en El Bañado, al norte de Quilmes.

Las aguas subterráneas del aluvio del río Santa María son cloruradas y sulfatadas normales e hipercarbonatadas.

La relación absorción-sodio (RAS) es baja, por lo que pueden usarse para riego con poco peligro de intercambio dañoso de cationes. Sin embargo, por su salinidad media se recomienda su aplicación en cultivos con tolerancia a esa concentración y en terrenos que tengan cierto drenaje.

La recarga del agua subterránea del aluvio del río Santa María proviene principalmente del mismo río y de sus tributarios que bajan del Aconquija.

Entre El Puesto y Punta de Hualasto hay 40 perforaciones que explotan el agua subterránea que se utiliza para bebida y riego. Los pozos están equipados con bombas a turbina con capacidades que oscilan entre 40 y 250 metros cúbicos por hora; los rendimientos son buenos a excelentes.

La zona más favorable para explotar las aguas subterráneas sería la ubicada al sur de la falla de Entre Ríos, donde el potnete relleno aluvial contribuye a un mayor rendimiento de los acuíferos. Las estructuras de Caspichango y Amaicha del Valle determinarían una zona de sugerencia en la zona vecina al Puente de Quilmes. La capacidad de almacenaje del aluvio se ha estimado en unos 620 hectómetros cúbicos.

INTRODUCCION

I. PROPOSITOS Y ALCANCE DE LA INVESTIGACION

La hidrogeología del valle de Santa María, objeto del present trabajo, constituye un aporte preliminar al conocimiento de las aguas subterráneas de este valle intermontano, que por sus características fisiográficas y morfoestructurales es similar a muchos otros del noroeste argentino.

Est estudio se apoya en los conocimientos de la geología de la región, adquiridos por el autor durante el relevamiento geológico de la Hoja 11e, Santa María; trabajo realizado con motivo de la preparación del mapa geológico-económico, a cargo del Instituto Nacional de Geología y Minería.

La delimitación de zonas favorables para la búsqueda de agua subterránea, el rendimiento de los acuíferos, la aptitud del agua para riego y la capacidad de almacenaje de la cuenca, son factores que pueden contribuir a su explotación. Los estudios posteriores estarán orientados a conocer el rendimiento seguro de los acuíferos, valor fundamental en el manejo racional del agua subterránea.

No obstante el carácter científico del

tema que se trata, se espera que esta publicación tenga una finalidad utilitaria, pues el lector podrá advertir la importancia económica que tiene el aprovechamiento de las aguas subterráneas.

II. UBICACION Y EXTENSION DEL AREA

El sector del valle que se considera en este informe está ubicado entre los paralelos 26° 30' y 27° de latitud sur y los meridianos 65° 50' y 66° 10' de longitud oeste; abarcando un área de 1.300 kilómetros cuadrados.

III. INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los trabajos que merecen citarse, pues son contribuciones al conocimiento de la fisiografía, paleontología o geología del valle de Santa María, son los que se enumeran a continuación.

Riggs y Patterson (1934), con motivo de la expedición científica que lleva a cabo el Museo de Historia Natural de Chicago en el año 1926, clasifican los fósiles de los yacimientos de Chiquimil y Andalhuala (Loma Rica) asignando una edad miocena tardía - pliocena a esta fauna que forma parte del complejo sedimentario que aflora en el valle de Santa María.

Kühn y Rohmeder (1943) se ocupan de la fisiografía del valle y del área montañosa tucumana.

TABLA 1
Perfil geológico generalizado de las formaciones y sus propiedades como acuíferos

| | | FORMACION | ESPESOR (en m) | LITOLOGIA | RENDIMIENTOS DE AGUA SUBTERRANEA | |
|--------------------------|-------------|--------------------|-------------------|---|--|---|
| CUARTARIO | RECIENTE | Las Mojarras | + de 130 | Depósitos aluviales con predominio de gravilla y arena gruesa y mediana; calcárea, micácea y magnetífera. | Grandes rendimientos de agua para usos domésticos y riego. Agua de buena calidad. | |
| | PLEISTOCENO | Caspichango | 20 | Depósito de acarreo fanglomérádicos apoyados sobre un pedimento (3 ^{er} nivel). | No se conoce que haya pozos en esta Formación. Sin embargo puede suministrar agua de la capa freática. | |
| | | Las Salinas | 20 ? | Depósitos de acarreo, fanglomérádicos, apoyados sobre un pedimento (2 ^o nivel). | No se conoce que haya pozos en esta Formación. No hay posibilidades de suministrar agua en cantidad apreciable | |
| | | La Mesada | 30 ? | Depósitos de pie de monte (1 ^{er} . nivel). | No se conocen pozos en esta Formación. Pocas posibilidades de rendir buenos caudales. | |
| DISCORDANCIA | | | | | | |
| TERCIARIO | PLIOCENO | GRUPO SANTA MARIA | Zanjo del Molle | 600 | Conglomerados de rocas metamórficas, volcánicas, etcétera. | No se conocen pozos. Pocas posibilidades de rendir buenos caudales. |
| | | | Los Corrales .. | 100-120 | Conglomerados de rocas volcánicas. | Idem; pero con agua de mala calidad |
| | | | Yasymayo | 20 ? | Limos, calcarenitas, etc., con restos fósiles. | Idem. |
| | | | Andalhuala ... | 1.200 | Areniscas, limos, cineritas, etc. con mamíferos fósiles. | Idem. |
| | | | Las Arcas | 650 | Conglomerados finos, areniscas, etc. rojo ladrillo. | Idem, pero con agua de mala calidad. |
| | | | Lorohuasi | 450 | Areniscas, limos, etc., gris verdosa con restos vegetales. | Idem. |
| | | | San José | 200-230 | Arcilitas, margas, etc., con <i>Corbícula</i> sp. y restos vegetales fósiles. | Idem. |
| | | | Saladillo | 40 | Areniscas, limos, etc., de color gris rosado. | Idem. |
| DISCORDANCIA | | | | | | |

TABLA 1 (Concl.)

| | FORMACION | ESPEJOR (en m) | LITOLOGIA | RENDIMIENTOS DE AGUA SUBTERRANEA |
|---------------------------|--------------------|-------------------|--|--|
| PRECAMBRICO - CRETACICO ? | Yacomisqui | 500 ? | Limolitas, arcilitas, areniscas y conglomerados brechosos; calcáreas, yesíferas y manganesíferas. Colores gris, verde, pardo rojizo y amarillento. | Idem anterior. |
| | DISCORDANCIA | | | |
| | Basamento | — | Rocas leucocráticas, graníticas, migmatitas; rocas metamórficas. | Idem anterior. Rocas impermeables que permiten la circulación de agua sólo por fisuras y fallas. |

El trabajo de Peirano (1946) es una contribución al conocimiento de la estratigrafía de la quebrada de Amaicha.

Schoff (1959) es el primer geólogo que se ocupa de las aguas subterráneas del valle al estudiar la hidrología del aluvio del río Santa María y estimar su capacidad de almacenaje.

Galván y Ruiz Huidobro (1963) se refieren a la estratigrafía del Mesozoico y Terciario, reconociendo seis formaciones geológicas en el complejo sedimentario continental, que se agruparon bajo los nombres de Calchaquense y Araucanense. En este trabajo se hace incapie en la conveniencia de no utilizar más estas denominaciones, pues *Corbicula stelzneri* D'Orb., fósil que sirvió para individualizar al Calchaquense, se encuentra en niveles que están por debajo y por encima del Araucanense, horizonte que contiene vertebrados. Recientemente Ruiz Huidobro (1964) aportó detalles de la geología cuando describe la Hoja 11e (Santa María).

IV. METODOS DE INVESTIGACION

El estudio hidrogeológico de esta región se basa en el relevamiento geológico del valle y un posterior reconocimiento hidrogeológico que consistió en el inventario de 27 pozos para riego y 10 pozos restinados a la bebida. La información acerca de los terrenos atravezados, caudal, etc., fue obtenida de los perfiles de las perforaciones y del perforista Alvaro Macías. La interpretación hidroquímica se basa en la interpretación de 17 análisis de muestras de agua superficial y subterránea, aunque solamente se describen 6 en la tabla correspondiente.

Se agregan un mapa geológico, perfiles, cuadros y figuras que facilitan la lectura del informe.

V. AGRADECIMIENTOS

El autor agradece muy especialmente a los doctores Jorge Polanski y José García y a los compañeros de la repartición la lectura y sugerencias aportadas al manuscrito, así como a las autoridades del Instituto Nacional que autorización su publicación.

B. CLIMA

El clima del valle de Santa María es muy seco y cálido-templado. Las pre-

precipitaciones son escasas (185 milímetros anuales) y la temperatura media es de 16,5° C. La humedad relativa es baja y el porcentaje de evaporación alto, principalmente durante el verano que es la época de lluvias. El índice de aridez anual corresponde a una región "muy árida", con un valor decimal igual a "1" (uno). Solamente durante el verano el índice tiene un valor "4" (cuatro).

C. CONSIDERACIONES GEOLOGICAS GENERALES

Las formaciones geológicas del valle de Santa María, unidades que están representadas en el mapa geológico, constituyen un conjunto de rocas de distinta naturaleza y edad, que se comporta niguamente de distinta manera con respecto a la presencia, movimiento y capacidad de almacenaje del agua subterránea.

I. ESTRATIGRAFIA

1. *Precámbrico*

Las Sierras del Aconquija, las Cumbres Calchaquies y la Sierra del Cajón están constituidas por rocas metamórficas y magmáticas. Trozos menores del basamento precámbrico de la Sierra del Cajón afloran en el fondo del valle de Santa María, frente al pueblo homónimo.

2. *Cretácico*

Las rocas sedimentarias más antiguas, que afloran en la región han sido referidas al Cretácico bajo la denominación Formación Yacomisqui. Son areniscas conglomerádicas, conglomerados, limonitas, etc., con cemento calcáreo y de color rojo ladrillo predominante. Se apoyan mediante un plano de discordancia angular sobre el Basamento precámbrico, y están alojadas en cuñas tectónicas que son notables en el pie occidental de las Cumbres Calchaquies,

desde el cerro Paramilla (Hoja 10e, Cafayate) hasta frente a la quebrada de Amaicha.

3. *Terciario*. (Grupo Santa María).

El Terciario está representado por un potente complejo sedimentario de más de 3.000 metros de espesor, que comprende ocho formaciones continentales referidas al Plioceno. Galván y Ruiz Huidobro (1963) dan detalles de su estratigrafía en un trabajo (en prensa) presentado en las Segundas Jornadas Geológicas.

4. *Cuartario*

Los sedimentos cuartarios cubren gran parte del valle, principalmente como depósitos aluviales de pie-de-monte.

Se ha seguido el criterio adoptado por Polanski (1963) y otros geólogos cuando separan en formaciones los niveles de pie-de-monte terrazados.

Como se puede ver en el mapa geológico, se han diferenciado cuatro formaciones que corresponden a igual número de niveles pedemontanos.

La formación La Mesada se presenta como una terraza angosta, que se extiende entre Los Zuritas y Caspichango, a cota 2.500 metros. Restos de esta formación se han conservado también entre los ríos Andalhuala y Entre Ríos. Son depósitos fanglomerádicos, donde predominan rodados de micacitas finas granatíferas, poco o nada cementados. Se estima una potencia entre 20 y 30 metros, según la zona.

La Formación Las Salinas, que corresponde al Segundo Nivel, tiene una litología esencialmente similar a la anterior, aunque la granometría es menor. Este depósito de pie-de-monte está asentado sobre una superficie de destrucción labrada sobre las formaciones terciarias que están plegadas y fracturadas. Los restos de esta formación, que se observan en Amaicha, Puente de Quilmes, Loma Rica, Andalhuala, etc.,

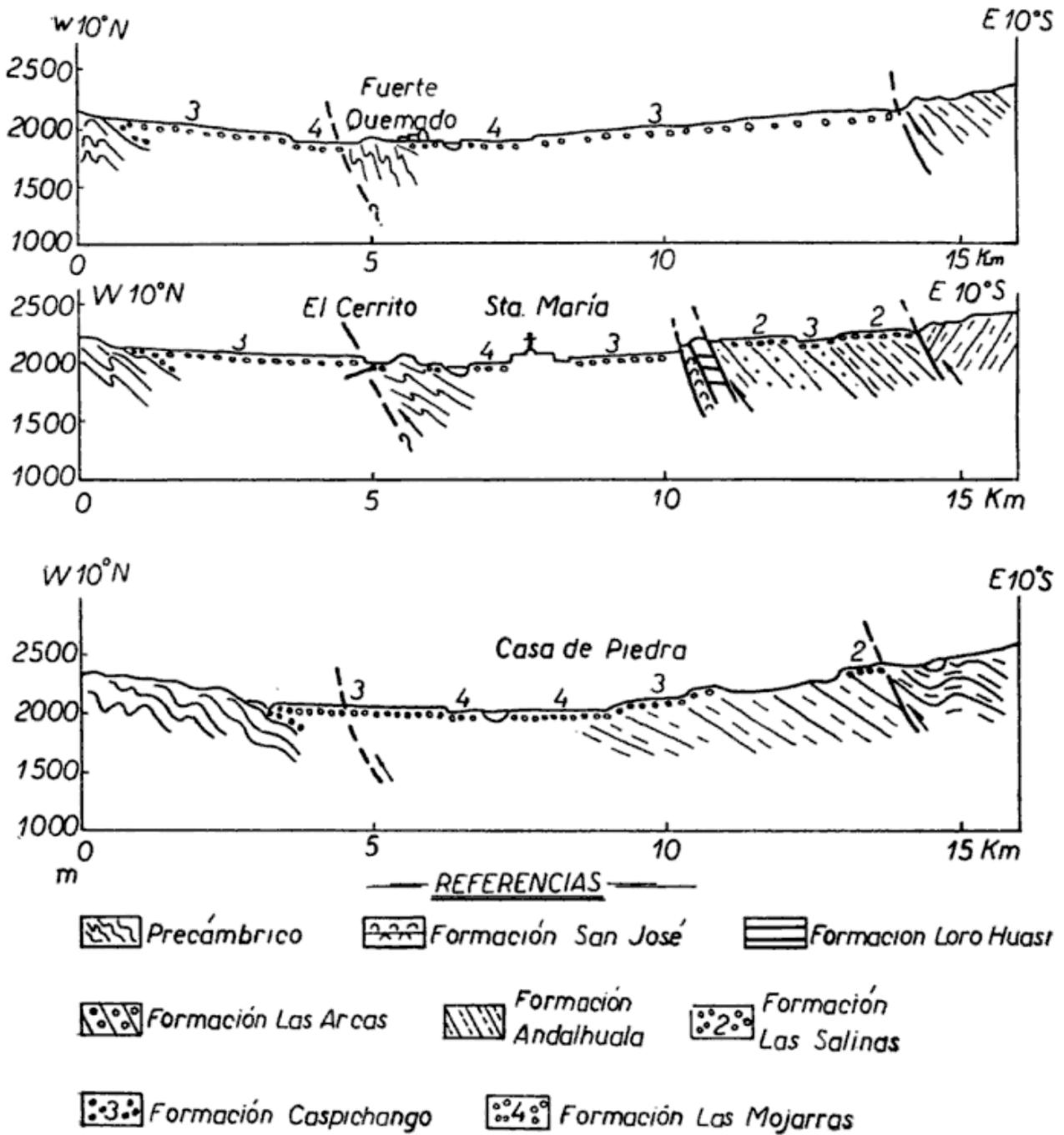


Fig. 1. — Perfiles geológicos del Valle de Santa María

son una prueba del alcance regional que tuvieron estos depósitos a partir del borde occidental del Aconquija. El espesor máximo que se ha estimado para esta formación es de 20 metros.

La Formación Caspichango cubre una superficie mucho mayor que las citadas, ya que se extiende desde los bloques montañosos del Aconquija y Sierra del Cajón hasta el río Santa María. Su superficie se corresponde con el tercer nivel geomorfológico. Este extenso depósito cuartario está compuesto por sedimentos más finos que el de las formaciones más viejas, pero no obstante son gravas gruesas, arenas medianas a gruesas, mal seleccionadas. Los sedimentos finos, que representan la matriz, han sido eliminados de la superficie por deflación. Entre los rodados de rocas del basamento cristalino se destacan clastos de andesitas, provenientes de la destrucción de la Formación Los Corrales, ubicada en el Plioceno alto.

Es notable en esta formación la presencia de lentes de cenizas volcánicas intercaladas en sedimentos más gruesos.

La formación Las Mojarras es un depósito de sedimentos más bien gruesos (gravilla y arena, predominantes) que constituyen los conos de deyección actuales, los que están en una etapa de evolución geomorfológica. Es la zona de cultivos bajo riego, y a su vez corresponde a la terraza de inundación (cuarto nivel). En el perfil de las perforaciones (ver apéndice) se nota la presencia de magnetita en las arenas acuíferas hasta una profundidad del orden de los 35 m.

II. RASGOS ESTRUCTURALES

La Sierra del Aconquija y las Cumbres Calchaquies son bloques del Basamento que han sido volcados hacia el naciente, como consecuencia de fallas que tienen rumbo general nor-noreste.

La continuidad estructural de estos

macizos precámbricos se interrumpe debido a fallas transversales a la estructura general, que delimitan la fosa tectónica de Amaicha-Tafí del Valle.

La falla regional ubicada al naciente de la Sierra del Cajón tiene rumbo N-S. Esta fractura y las subsidiarias juegan un papel importante en el movimiento de las aguas subterráneas del aluvio del río Santa María, colector que sigue un curso más o menos paralelo a esta dislocación.

Otras fallas importantes interrumpen la continuidad de los afloramientos de las formaciones más antiguas del grupo Santa María. Las fallas de Caspichango y Entre Ríos, cuyos rumbos son transversales a la estructura general y sensiblemente paralelos, son accidentes geológicos que tienen gran significación en lo que respecta a la hidrogeología del valle, pues modifican las propiedades hidráulicas de los acuíferos artesianos.

Los movimientos compresionales que fracturaron en bloques al Basamento determinaron, a su vez, el plegamiento de las formaciones pliocenas, cubiertas en gran parte por los depósitos de pie de sierra.

III. GEOMORFOLOGIA

La zona forma parte de una larga y más bien estrecha depresión estructural denominada Valle de Santa María.

El perfil de esta depresión muestra una notable asimetría, que se pone en evidencia con sólo ver la distribución regional de los depósitos pliocenos, que ocupan la mitad oriental del valle. Además, forman parte de esta depresión las "bajadas" que descienden de los contrafuertes que limitan el valle, siendo notables las que se originan en el Aconquija y en las Cumbres Calchaquies por coalescencia de viejos conos aluviales.

Las bajadas adosadas al Aconquija, que corresponden a las formaciones Las Salinas y Caspichango, tienen un rum-

bo sudeste a noroeste. Estas formaciones se apoyan sobre un pedimento elaborado sobre las sedimentitas del grupo Santa María, durante un ciclo de reactivación de la tectónica terciaria y bajo un clima probablemente árido.

La bajada y el pedimento correspondiente a la formación Los Colorados han sido disectados seguramente como consecuencia de un ciclo de erosión más bien largo que dejó sólo restos del primitivo nivel de pie-de-monte, que sobresale como cortas mesadas sobre la formación Caspichango.

La formación Caspichango cubre una superficie mucho mayor que la de los niveles antiguos, ya que se extiende desde el pie de la sierra del Aconquija hasta el río Santa María. Esta formación y la de Las Mojarras suministran apreciable cantidad de agua subterránea a las poblaciones ribereñas.

IV. DRENAJE

La estructura de bloques ha determinado un drenaje de carácter consecuente, que muestra en las rocas cristalinas un diseño dentrítico que pasa a rectangular en aquellas zonas donde las fallas de rumbo norte-sur controlan su dirección original.

Sobre los depósitos sedimentarios plegados y fallados del grupo Santa María, el drenaje se ajusta a una serie de valles transversales a la estructura general de rumbo NNE-SSW.

El paisaje de huayquerías es particularmente notable en la formación San José, donde se observa una densidad de drenaje fina, producto de lluvias torrenciales sobre sedimentos finos impermeables en un ambiente semi-desértico.

Usos del agua superficial

Las aguas superficiales del valle son, en su gran mayoría, de régimen transitorio. Sólo el río Santa María y sus afluentes Caspichango, Chiquimil, An-

dalhuala, Ampajango y Pagangillo llevan agua todo el año, disminuyendo su caudal en forma notable durante la primavera. El río Amaicha del Valle es ahora un río de régimen permanente gracias a la captura artificial del colector de las vertientes del cerro Alazán, que antes desaguaba en el río Tafi.

Las aguas superficiales del río Santa María y sus afluentes es un recurso hidrológico de gran importancia; para esta zona donde las precipitaciones no llegan a los 200 milímetros por año.

En el angosto del río Santa María se aforó, en los años 1957-59, un caudal medio de 4,601 m³/s para una extensión de cuenca estimada en 560 kilómetros cuadrados.

Los caudales de los ríos Ampajango y Amaicha son 0,342 y 0,37 m³/s, respectivamente.

Para el servicio de bebida de Amaicha del Valle se utilizan 15 l/s; el resto se destina para riego.

En el río Caspichango existe una captación superficial para el abastecimiento de la Villa de Santa María.

Se ha estimado que hay bajo riego una superficie de 3.700 hectáreas con un caudal máximo de 3,68 m³/s, obtenidos del río Sta. María (+ 2,08 m³/s) y de sus afluentes. Según los datos de Agua y Energía de la provincia de Catamarca, la cantidad de agua extraída para bebida y riego llega a 30 Hm³.

El único uso no consultivo es el aprovechamiento del río Ampajango, cuya central hidroeléctrica utiliza un caudal de 0,5 m³/s con un salto de 1,60 metros. La potencia instalada de 600 Kw se destina a Santa María y al resto de las poblaciones situadas a orillas de la ruta 40, como ser: Lorohuasí, San José, etc. Por otra parte, existe el proyecto de una central hidroeléctrica en el dique n° 1 del río Amaicha.

D. AGUAS SUBTERRANEAS

Como se ha visto con el agua superficial no se alcanzan a regar 4.000 hectá-

reas, o sea una quinta parte de la superficie que cubre la zona vecina al río Santa María. Se considera que con la explotación del agua subterránea se podría ampliar considerablemente la zona actualmente bajo riego.

I. GEOLOGIA EN RELACION CON EL AGUA SUBTERRANEA

Las rocas que afloran en el valle de Santa María son, desde el punto de vista de su capacidad para retener agua impermeables y permeables. Las rocas que integran el basamento precámbrico son impermeables, permitiendo solamente la circulación del agua a través de las fracturas. Los sedimentos no consolidados de las Formaciones terciarias y del Cuaternario son de mediana a alta permeabilidad.

Los sedimentos cuaternarios están representados por depósitos aluviales de pie de monte notables a ambos lados del valle y por los sedimentos depositados por el río Santa María.

El aluvio del río Santa María (Formación Las Mojarras), está compuesto esencialmente por grava fina, arena y arcilla; predominando la arena sobre los otros sedimentos. Por lo tanto, un porcentaje elevado de los estratos, como lo demuestran los perfiles de las perforaciones, son de permeabilidad alta.

El aluvio es indudablemente el mejor acuífero, no sólo porque es de permeabilidad alta sino porque contiene agua de buena calidad.

Los depósitos pedemontanos le siguen en orden de importancia.

La Formación Caspichango (tercer nivel) cubre una superficie considerable y se extiende hasta el aluvio del río Santa María. Tiene un buzamiento suave hacia el noroeste a partir de la Sierra del Aconquija y las Cumbres Calchaquíes. Esta pendiente está indicando que el movimiento del agua subterránea es en esa dirección.

No obstante la falta de selección gramométrica de los conos de deyección, lo que contribuye a que sean menos permeables que los sedimentos del fondo del valle, hay viejos cauces sepultados de arena y agrava fina que pueden rendir apreciable cantidad de agua subterránea. La localización de estos cauces es azarosa. Los abanicos aluviales de la sierra del Cajón contribuyen en mucho menor grado que los del Aconquija a incrementar el agua subterránea del fondo del valle. El Agua de Sapo y el río de los Chañares serían únicos cursos de agua que alimentan en cierta medida el agua subterránea.

El mapa geológico señala que hay fallas transversales a la estructura de plegamiento de las Formaciones terciarias que tienen un rumbo NNE con inclinación dominante hacia el naciente o sea en contra de la pendiente del valle.

Los valles transversales a la estructura terciaria facilitan el escurrimiento de las aguas subterráneas que corren sobre el pedimento correspondiente al tercer nivel.

Los bloques descendidos de Caspichango y de Entre Ríos, donde se asienta una red de corrientes superficiales de cierta importancia, han favorecido la acumulación de agua subterránea, en contraposición con el bloque ascendido intermedio, donde las posibilidades de localizar acuíferos son escasas. Esto queda demostrado por la presencia de una red de avenamiento muy pobre con corrientes del régimen transitorio. Por otra parte, el bloque correspondiente a la sierra del Cajón intercepta las corrientes de agua subterránea que se originan por infiltración de los ríos que nacen en la sierra del Aconquija (ríos Pagangillo, Ampajango, Andalhuala, etcétera) y en las Cumbres Calchaquíes (río de Amaicha, etc.). La zona de infiltración está ubicada al pie de la sierra, donde los depósitos pedemontanos se adosan al Basamento precámbrico. La zona de descarga del agua subterrá-

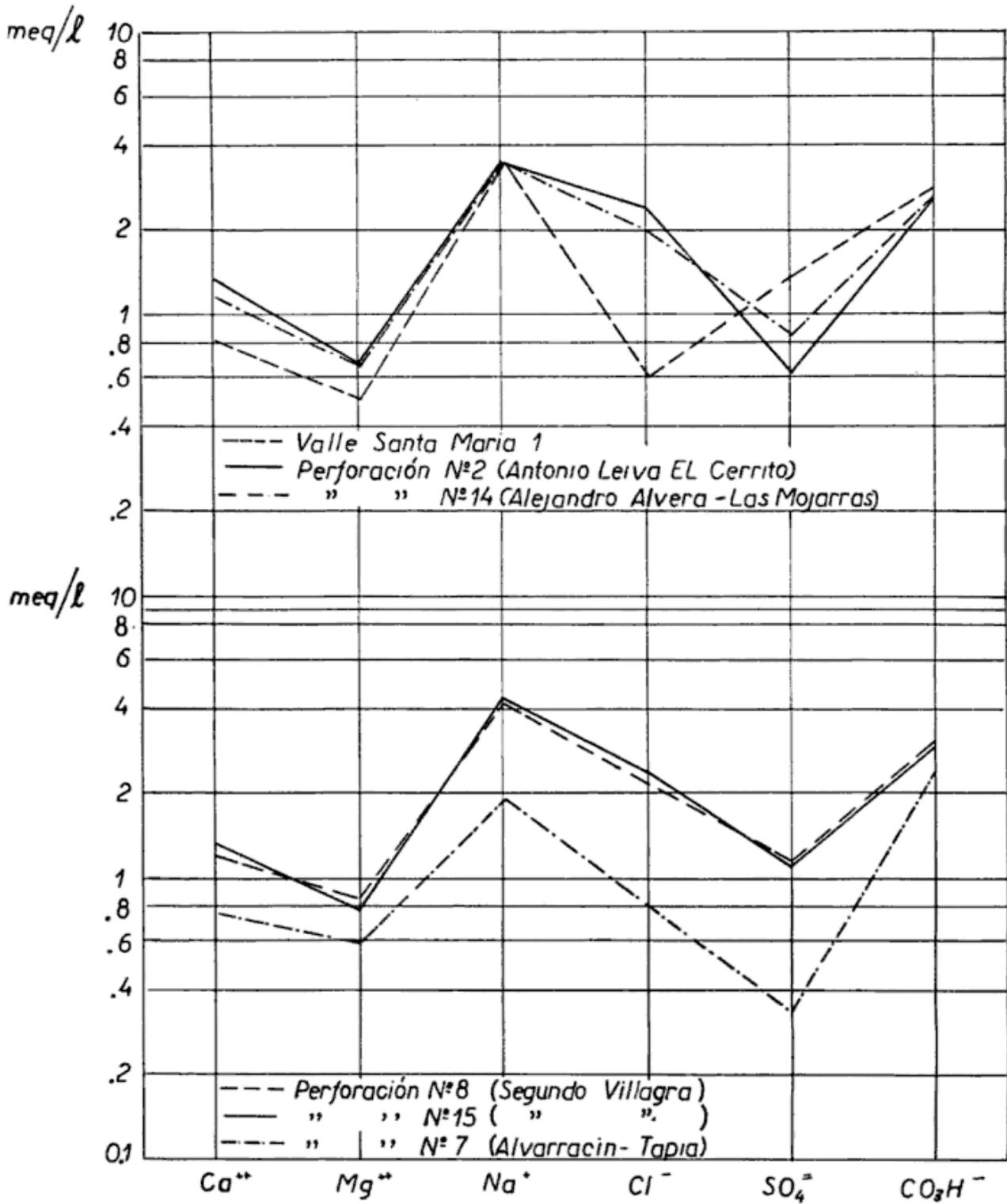


Fig. 2. — Clasificación de las aguas para riego (método Schoeller)

nea, proveniente del sur y sudeste, está controlada por la estructura que ha determinado el ascenso de bloques menores que afloran desde Chanar Punco hasta más allá de Fuerte Quemado. Esta estructura positiva, que cierra parcialmente el valle, es un factor muy importante que controla la presencia, distribución y movimiento del agua subterránea.

Las aguas subterráneas que se infiltran en la zona comprendida entre las estructuras transversas de Caspichango y Amaicha del Valle circulan por sobre la superficie de erosión labrada en las Formaciones terciarias. Esta superficie tiene una pendiente general hacia el Puente de Quilmes. La descarga del agua subterránea se produce un poco más al norte, en El Bañado; nombre que alude precisamente a este hecho. Por lo tanto, la zona ubicada entre el Paraíso y el Puente de Quilmes es favorable para localizar fuentes de agua subterránea con presión.

II. PRESENCIA DEL AGUA SUBTERRANEA

La primera capa de agua del aluvio del río Santa María es de naturaleza libre, es decir, sin presión. Las perforaciones de La Soledad, Lorohuasi y Casa de Piedra han localizado la capa freática o libre a 14, 21,30 y 28 metros, respectivamente.

Se han descubierto dos capas confinadas hasta los 113 metros, profundidad máxima alcanzada (perforación El Puesto). La primera capa confinada está a una profundidad que oscila entre los 21 m y 57 m, y su espesor está comprendido entre 9,60 y 35,35 metros.

De acuerdo a los perfiles de las perforaciones (tabla 2), esta capa confinada se profundiza y aumenta de espesor desde Fuerte Quemado hacia Punta de Hualasto. Esto es consecuencia de la estructura de fracturación, que ha determinado un movimiento diferencial

de bloques a ambos lados de la falla de Entre Ríos (Chiquimil). El mayor espesor de la cuenca se pone también en evidencia por la diferencia de presión del acuífero, cuyos niveles piezométricos se profundizan hacia el sur.

La presión de este acuífero es fuerte, pero no lo suficiente como para que los pozos sean surgentes. Sin embargo, es muy probable que existan acuíferos surgentes en donde la cuenca se profundiza y recibe mayor alimentación (Quilmes, Palo Seco, Casa de Piedra, Yapes, etc.).

La segunda capa confinada (3^{er} acuífero de los perfiles) se ha localizado en Fuerte Quemado y en Casa de Piedra, a los 36,50 y 70,30 metros de profundidad, respectivamente.

El acuífero tiene un espesor de 14 m en Fuerte Quemado y 9,55 m en Casa de Piedra; aunque la presión es mayor en esta última localidad.

III. USOS DEL AGUA SUBTERRANEA

El agua subterránea se utiliza para bebida y para riego. En el tramo del valle de Santa María, objeto del presente estudio, hay unas 40 perforaciones, realizadas por particulares (veinte), por el Instituto Nacional de Geología y Minería (trece) y por la Dirección de Geología y Minería de la provincia de Catamarca (siete).

Desde Puerto Quemado hasta Punta de Hualasto el Instituto N. de Geología y Minería ha perforado entre los años 1942 y 1946 unos 14 pozos, 9 de los cuales se han registrado en la tabla 2. La profundidad máxima alcanzada es de 101 metros en la perforación La Soledad n° 1, y la profundidad mínima corresponde al pozo de Las Mojarras n° 1, con 50,12 metros. Todos los pozos, con excepción del que suministra agua a la usina eléctrica de Santa María, se utilizan para la dotación de agua a las poblaciones del valle. El caudal que se extrae por pozo no llega,

TABLA

| N° de orden | Nombre del propietario del pozo | Fechas | | N° de capas agua | Profundidad | | Naturaleza | Nivel piezo-métrico | Caudal l/h | Depresión |
|-------------|---------------------------------|--------|-------|------------------|-------------|-------|------------|---------------------|------------|-----------|
| | | Inic. | Term. | | Desde | Hasta | | | | |
| 1 | Gerardo Córdoba | 7/60 | | 1° | 7,00 | 12,00 | | 6,50 | 120.000 | |
| | | | | 2° | 17,00 | 23,00 | | | | |
| | | | | 3° | 28,00 | 52,40 | | | | |
| 2 | Antonio Leiva | 9/60 | | 1° | 15,85 | 48,66 | | — | — | |
| | | | | 2° | 55,44 | 70,79 | | | | |
| 3 | Carlos de la Peña | 12/60 | | — | — | — | | 50.000 | 3,00 | |
| 4 | Eduardo Villagra | 12/60 | | — | — | — | | — | — | |
| 5 | Luis A. Vargas | 3/61 | | — | — | — | | — | — | |
| 6 | Luis A. Vargas | 9/61 | | — | — | — | | — | — | |
| 7 | Arturo Albarracín | 2/61 | | — | — | — | | — | — | |
| 8 | Segundo Villagra | 7/61 | | — | — | — | | — | — | |
| 9 | Martín Costa | 8/61 | | — | — | — | | — | — | |
| 10 | Adolfo Mena | 5/61 | | — | — | — | | — | — | |
| 11 | Segundo Chocobar | 12/61 | | — | — | — | | — | — | |
| 12 | Rolando Acosta | 1/62 | | — | — | — | | — | — | |
| 13 | Salomón López | 7/62 | | — | — | — | | — | — | |
| 14 | Luis A. Alvero | — | | — | — | — | | — | — | |
| 15 | Segundo Villagra | 6/62 | | — | — | — | | — | — | |
| 16 | Viterman Contreras | 7/62 | | — | — | — | | — | — | |
| 17 | Celestino M. Amado | 8/62 | | — | — | — | | — | — | |
| 18 | Demetrio Delgado | 9/62 | | — | — | — | | — | — | |
| 19 | Cancinos y Ríos | 11/62 | | — | — | — | | — | — | |
| 20 | Pedro Toranzo | 12/62 | | 1° | 18,50 | 31,00 | — | 17,00 | 50.000 | 3,00 |

bombeando

Datos suministrados por el perforista señor Alvaro Macías (N° 1 al 20).

foraciones

| Calidad | Profundidad perforación en metros | Entubamiento en mm | Bomba | Capacidad de la bomba (l/h) | Fuerza motriz | HP | Observaciones |
|-----------|-----------------------------------|--------------------|---------------------|-----------------------------|----------------|----|---|
| o saladas | 52,40 | 200-150 | Sylwan | 79.980 | Motor Diar | 30 | Ubic. Dto. Sta. María Fuerte Quemado N° 1 Riego |
| a | | | | | | | |
| o salada | 70,79 | 250-200 | Sylwan | 180.000 | Motor Diar | 40 | Ubic. Sta. María Banda Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 90,20 | 250-200 | turbo bomba | 120.000 | eléctr. | 10 | Ubic. Sta. María La Soledad N° 2. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 77,20 | 250-200 | Sylwan | 180.000 | Motor Diar | 40 | Ubic. Sta. María Banda Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 79,20 | 250-200 | — | — | — | — | Ubic. Sta. María El Puesto N° 1. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 69,72 | 250-200 | Bomba Egia | — | Tractor Fahr | — | Ubic. Sta. María El Puesto N° 2. Riego |
| a | | | | | | | |
| a | 84,20 | 250-200 | Sylwan | 180.000 | Motor Diar | 40 | Ubic. Sta. María La Soledad N° 3. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 84,00 | 250-200 | Sylwan | 160.000 | Lancast. | 60 | Ubic. S. María Chañar Puesto N° 1. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 50,00 | 200 | Sylwan | 40.000 | Motor F.F. | 7 | Ubic. Sta. María El Puesto. Riego |
| a | | | | | | | |
| a | 80,00 | 250-200 | Sylwan | 180.000 | Motor Diar | 40 | Ubic. Sta. María El Puesto. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 87,00 | 250-200 | Turbo B. Atuel | 150.000 | Lancast. | 30 | Ubic. Sta. María Lampusito. Riego |
| a | | | | | | | |
| a | 90,00 | 250-200 | Turbo B. Atuel | 200.000 | Tractor Doring | 40 | Ubic. Sta. María El Puesto. Riego |
| a | | | | | | | |
| a | 84,85 | 250-200 | Turbo B. Atuel | 250.000 | Motor Diar | 40 | Ubic. Sta. María Las Mojarras. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 60,00 | 200 | Turbo B. Atuel | 120.000 | Motor Diar | 7 | Ubic. Sta. María Las Mojarras. Riego |
| a | | | | | | | |
| a | 107,00 | 250-200 | Sylwan | 70.000 | — | 15 | Ubic. Sta. María La Soledad 1. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 34,00 | 150 | Motor Egia vertical | 40.000 | Diesel chico | 10 | Ubic. Sta. María Las Mojarras. Riego |
| a | | | | | | | |
| a | 93,00 | 250-200 | Turbo B. Atuel | 150.000 | Lancast. | 30 | Ubic. S. María Chañar Punco. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 100,00 | 250-200 | Turbo B. Atuel | 150.000 | — | — | Ubic. Sta. María La Puntilla. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 104,20 | 250-200 | Turbo B. Atuel | 200.000 | Tractor | 40 | Ubic. S. María Chañar Punco. Riego |
| a | | 150 | | | | | |
| a | 113,00 | 250-200 | Turbo B. Atuel | 250.000 | — | — | Ubic. Sta. María El Puesto. Riego |
| a | | 150 | | | | | |

TABLA 2 (Contin.)

Perforaciones

| Nº de orden | Nombre y número del pozo | Fecha | | Nº de capas de agua | Profundidad | | Naturaleza | Nivel piezo-métrico | Caudal l/h | Depresión | Calidad | Profundidad perforación en metros | Observaciones |
|-------------|--------------------------|----------|-----------|---------------------|-------------|-------|------------|---------------------|--------------|-----------|---------|--|--|
| | | Iniciada | Terminada | | Desde | Hasta | | | | | | | |
| 21 | Punta Balasto Nº 1 | 28-8-45 | 9-4-46 | 1ª | 18,70 | 46,35 | ascend. | -17,50 | — | — | apta | 84,25 | En explotación. |
| | | | | 2ª | 57,80 | 83,15 | » | -17,90 | 2.100 | 0,10 | apta | Ubicación Establecimiento OSN | |
| 22 | Casa de Piedra Nº 1 | 26-9-12 | 10-2-43 | 1ª | 20,00 | 41,35 | — | -28,00 | 3.250 | 10,10 | apta | 86,20 | En explotación. |
| | | | | 2ª | 43,10 | 63,85 | ascend. | -29,70 | 2.600 | 31,40 | apta | Ubicación Es-cuela Nº 20. Análisis de 1ª, 2ª y 3ª capa (Nº 2469) | |
| | | | | 3ª | 70,30 | 79,85 | ascend. | -29,00 | 6.370 | 1,00 | apta | 7470 y 7471) | |
| 23 | Palo Seco Banda Nº 1 | 22-2-43 | 17-4-13 | 1ª | 22,70 | ? | — | — | no se ensayó | — | — | 23,50 | Ubicación Dpto. Santa María Análisis Nº 7419 |
| 24 | San José Oeste Nº 1 | 14-12-12 | 20-1-43 | 1ª | 24,60 | ? | — | — | no se ensayó | — | apta | 24,80 | Ubicación Dpto. Santa María Análisis Nº 4191 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|----|--------------------------------------|----------|----------|----------------|-------|-------|---------|--------|--------|-------|------|--------|--|
| 25 | Famatanca N°1 | 30-11-42 | 17-4-43 | 1 ^a | 20,75 | 46,80 | ascend. | -19,15 | 9.930 | 1,05 | apta | 68,30 | En explotación |
| | | | | 2 ^a | 54,10 | 67,10 | ascend. | -19 | 8.375 | 9,00 | apta | | Ubicac. margen izquierda del río Santa María |
| 26 | Loro Huasi (La Loma) N°1 | 24-11-42 | 14-12-42 | 1 ^a | 21,30 | ? | -- | -21,60 | 7.600 | 0,80 | apta | 72,90 | En explotación |
| | | | | | | | | | | | | | Ubicación Santa María |
| 27 | La Soledad N°1 Cota 2100, 98 | 10-8-43 | 21-9-43 | 1 ^a | 13,80 | ? | -- | -15,50 | 6.500 | 5,50 | apta | 101,00 | En explotación |
| | | | | | | | | | | | | | Ubicación Dpto. Santa María |
| 28 | El Puesto N°1 Cota 2072,02 | 8-7-43 | 9-8-43 | 1 ^a | 9,10 | 36,00 | ascend. | -8,10 | 7.610 | 1,10 | apta | 67,00 | En explotación |
| | | | | 2 ^a | 39,30 | 63,90 | ascend. | -6,75 | 10.400 | 1,05 | apta | | Ubicación Dpto. Santa María |
| 29 | Las Mojarras N°1 Cota 2080, 27 | 9-10-42 | 22-10-42 | 1 ^a | 15,45 | 26,35 | ascend. | -12,40 | 8.100 | 6,80 | apta | | En explotación |
| | | | | 2 ^a | 42,00 | 49,50 | ascend. | -12,00 | 8.450 | 3,00 | apta | 50,12 | Ubicación Dpto. Santa María |
| 30 | Fuerte Quema- do, N°1 | 21-9-42 | 8-10-42 | 1 ^a | 7,50 | 17,30 | ascend. | -7,00 | 3.445 | 7,00 | apta | 54,00 | En explotación |
| | | | | 2 ^a | 21,00 | 30,60 | ascend. | -9,00 | 3.200 | 20,00 | apta | | Ubicación en la Plaza Pública |
| | | | | 3 ^a | 37,50 | 51,50 | ascend. | -6,80 | 10.790 | 2,90 | apta | | Dpto. Sta. María |

Perforaciones efectuadas por el Instituto Nacional de Geología y Minería. (N^{os} 21 al 30).

TABLA

| N° de orden | Nombre del propietario del pozo | Fechas | | N° de capas agua | Profundidad | | Naturaleza | Nivel piezométrico | Caudal l/h | Depresión en m | |
|-------------|---------------------------------|----------|----------|------------------|-------------|--------|------------|--------------------|------------|----------------|----------|
| | | Iniciada | Termin. | | Desde | Hasta | | | | | |
| 31 | Fuerte Quemado N° 1 | 2/5/60 | 2/7/60 | 1° | 7,25 | 18,00 | asc. | — 7,64 | 36.000 | 7,04 | |
| | | | | 2° | 20,00 | 37,50 | | | | | c/compr. |
| | | | | 3° | 39,00 | 52,00 | | | | | asc. |
| 32 | El Puesto | 14/7/61 | 10/10/61 | 1° | 24,50 | ? asc. | —23,80 | 100.000 | 6,0 | | |
| | | | | | | | | 16.666 | 1,0 | | |
| 33 | La Soledad N° 1 | — | 29/4/60 | 1° | 12,60 | ? -- | —13,30 | 11.520 | 4,4 | | |
| | | | | | | | | 2.618 | 1,0 | | |
| 34 | La Soledad N° 2 | 9/11/60 | 14/1/61 | 1° | 14,15 | 90,20 | — | —14,90 | 60.000 | 3,5 | |
| | | | | | | | | 17.000 | 1,0 | | |
| 35 | La Soledad N° 3 | 21/1/61 | 20/5/61 | 1° | 13,60 | 83,85 | — | —13,14 | 90.000 | 5,0 | |
| | | | | | | | | 18.000 | 1,0 | | |
| 36 | El Cerrito | 17/10/60 | 30/1/61 | 1° | 17,00 | 31,50 | asc. | —14,20 | 80.000 | 2,3 | |
| | | | | 2° | 36,40 | 77,20 | asc. | | 34.702 | 1,0 | |
| 37 | Chañar Punco N° 1 | 9/3/61 | 18/8/61 | | —27,00 | ? -- | — | 25.000 | 2,0 | | |
| | | | | | | | | 12.500 | 1,0 | | |

Datos de perforaciones suministrados por la Dirección de Geología y Minería de la provincia

en algunas poblaciones, a 10.000 litros por hora.

Los pozos tienen profundidades que están comprendidas entre 34 m (Las Mojarras) y 113 m (El Puesto). Están equipadas con bombas a turbina, con capacidades que oscilan entre 40.000 y 250.000 litros por hora, predominando las de 150-180.000 l/h. La fuerza motriz es producida por motores Diesel en la gran mayoría de los casos.

Los pozos tienen en general un rendimiento muy bueno a excelente. En Punta de Hualasto el caudal característico (Qc) de la 2ª capa es de 2,100 m³/hora y su caudal potencial (Qp) es 420 m³/h, con una depresión de 20 m, considerando la mitad de la columna de agua. El tercer acuífero de Fuerte Quemado puede rendir 57 m³/h con 15,35 metros de depresión. En casa de Piedra el rendimiento es de 21,35 m³/h

para el primer acuífero y de más de 130 m³/h para el tercer acuífero, con una depresión de 20 metros. En El Puesto, ubicado a 7 km al norte del pueblo de Santa María, el segundo acuífero podría tener un caudal potencial de 61 m³/h, con 16 metros de depresión (tabla 3).

Los ejemplos dados demuestran el buen rendimiento de los acuíferos; sin embargo, los pozos, por razones de construcción, rendirán menos que aquellos. No obstante que sus caudales específicos serían algo inferiores a los calculados, los rendimientos serán satisfactorios.

IV. CAPTACION DEL AGUA SUBTERRANEA

Las áreas más favorables para captar aguas subterráneas en la región bajo es-

inclusión)

| Calidad | Profundidad perforación en m | Entubamiento | Bomba | Capacidad de la bomba | FM | HP | Observaciones |
|---------|------------------------------|----------------|--------------------------|-----------------------|----|----|--------------------------------------|
| apta | 52,00 | 250-150 | Compresor | — | — | — | Perfil de la D. G. y M. de Catamarca |
| apta | | 200-150 | | | | | |
| apta | | 200-150 | | | | | |
| — | 70,50 | 200 | | — | — | — | Perfil de la D. G. y M. de Catamarca |
| — | 37,60 | — | Compresor | — | — | — | Perfil de la D. G. y M. de Catamarca |
| — | 90,20 | 250-200 150 | Bomba a turbina | — | — | — | Perfil de la D. G. y M. de Catamarca |
| — | 83,85 | — | Compresor | — | — | — | Perfil de la D. G. y M. de Catamarca |
| — | 77,20 | — | Bomba a turb. pozo prof. | — | — | — | Perfil de la D. G. y M. de Catamarca |
| apta | 85,00 | — | — | — | — | — | Perfil de la D. G. y M. de Catamarca |

amarca (Nos 31 al 37)

tudio se pueden ver en el mapa adjunto. Los mayores volúmenes de agua se encuentran en la parte baja del valle, o sea la correspondiente al relleno aluvial del río. Desde El Paso hasta Punta de Hualasto, dentro de la zona indicada, el área que presenta mejores posibilidades es la ubicada al nacimiento del río, en la zona de transición de los depósitos pedemontanos de mayor pendiente (tercer nivel) con la planicie aluvial del río Santa María (cuarto nivel). A su vez dentro de esta área parece ser más favorable la situada inmediatamente al sur de la falla de Entre Ríos, donde el potente relleno aluvial contribuye a un mayor rendimiento de los acuíferos. Además, la estructura positiva de El Cerrito, frente a Santa María, actúa como un dique de conten-

ción de las corrientes subterráneas, determinando aumentos locales de caudal.

Las estructuras de Caspichango y las del valle de Amaicha son accidentes geológicos de importancia que deben influir en las características hidrogeológicas de la parte baja del valle de Santa María.

No obstante la falta de sondeos, que facilitarían el estudio de las aguas subterráneas, y la correcta ubicación de los acuíferos, se puede prever que las propiedades físicas y químicas de aquellas no deben ser muy diferentes de las localizadas al sur. Es probable que el relleno aluvial del río Santa María sea de mayor espesor que frente al pueblo homónimo y que los acuíferos tengan mayor presión, principalmente en el área vecina al puente de Quilmes.

TABLA 3
Capacidades y caudales específicos

| Nº de origen | Nombre y número de pozo | Profundidad (en m) | Acuíferos (en m) | | Nivel piezométrico N. P. (en m) | Mitad columna de agua 1/2 Ca = (Ta-NP)/z | Caudal (m ³ /h) | Depresión (en m) | Capacidad espec. Sc. = Q/D (m ³ /m) | Caudal potencial Qp=Sc (1/2 Ca m ³ /h) | | |
|--------------|-------------------------|--------------------|------------------|-------|---------------------------------|--|----------------------------|------------------|--|---|--------|---------|
| | | | Número | Techo | | | | | | | Base | |
| 21 | Punta Hualasto N° 1 | 84,35 | 1 ^a | 18,70 | 46,35 | -17,50 | — | — | 21,0 | — | | |
| | | | 2 ^a | 57,80 | 83,15 | -17,90 | 19,95 | 2,100 | 0,10 | — | 420,00 | |
| 22 | Casa de Piedra N° 1 | 86,20 | 1 ^a | 28,00 | 41,35 | -28,00 | — | 3,250 | 10,10 | 0,32 | — | |
| | | | 2 ^a | 43,10 | 63,85 | -29,70 | 6,7 | 2,600 | 31,40 | 0,082 | 0,556 | |
| | | | 3 ^a | 70,30 | 79,85 | -29,00 | 20,65 | 6,370 | 1,00 | 6,37 | — | 131,540 |
| 25 | Famatanca N° 1 | 68,50 | 1 ^a | 20,75 | 46,80 | -19,15 | 0,80 | 9,930 | 1,05 | 9,45 | 7,56 | |
| | | | 2 ^a | 54,10 | 67,10 | -19,00 | 17,55 | 8,375 | 9,00 | 0,93 | — | 16,325 |
| 26 | Loro Huasi N° 1 | 72,90 | 1 ^a | 21,30 | — | -21,60 | — | 7,600 | 0,80 | 9,5 | — | |
| 27 | La Soledad N° 1 | 101,00 | 1 ^a | 13,80 | — | -15,50 | — | 6,500 | 5,50 | 1,18 | — | |
| 28 | El Puesto N° 1 | 67,00 | 1 ^a | 9,10 | 36,00 | -8,10 | 0,50 | 7,610 | 1,10 | 6,91 | 3,455 | |
| | | | 2 ^a | 39,30 | 63,90 | -6,75 | 16,28 | 10,400 | 1,05 | 9,9 | — | 161,172 |
| 29 | Las Mojarras N° 1 | 50,12 | 1 ^a | 15,45 | 26,35 | -12,40 | 1,52 | 8,100 | 6,80 | 1,2 | 1,82 | |
| | | | 2 ^a | 42,00 | 49,50 | -12,00 | 7,50 | 8,450 | 3,00 | 2,816 | — | 3,37 |
| 30 | Fuerte Quemado N° 1 | 54,00 | 1 ^a | 7,50 | 7,30 | -7,00 | 0,25 | 3,445 | 7,00 | 0,492 | 0,123 | |
| | | | 2 ^a | 21,00 | 30,60 | -9,00 | 6,00 | 3,200 | 20,00 | 0,16 | — | 0,96 |
| | | | 3 ^a | 37,50 | 51,50 | -6,80 | 15,35 | 10,790 | 3,90 | 2,72 | — | 57,10 |
| 36 | El Cerrito N° 2 | 77,20 | 1 ^a | 17,00 | 31,50 | — | — | — | — | — | — | |
| | | | 2 ^a | 36,46 | 77,20 | -14,20 | 9,10 | 80,000 | 2,30 | 34,78 | — | 316,68 |

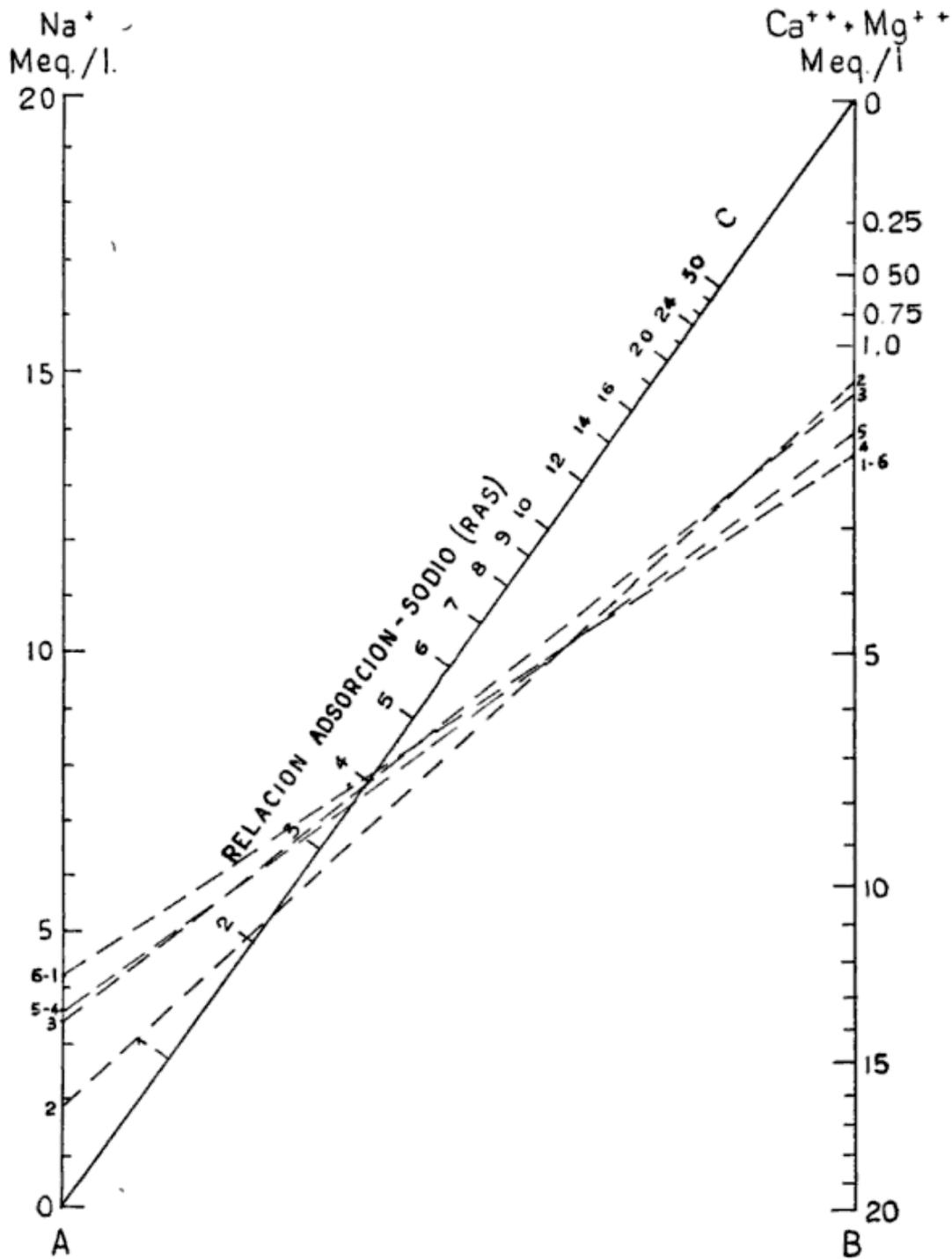


Fig. 3. — Monograma para determinar la relación adsorción-sodio del agua

V. CAPACIDAD DE ALMACENAJE DE LA LLANURA ALUVIAL DEL RÍO SANTA MARÍA

La cantidad de agua que almacenan los depósitos aluviales del río Santa María todavía no es conocida. No obstante que la información existente no es lo suficiente completa como para calcular con exactitud la cantidad de agua almacenada, los valores que se dan a continuación son lo suficientemente significativos como para suponer que todavía se puede explotar el agua subterránea con mucho beneficio, principalmente donde no hay perforaciones.

El área considerada como favorable tiene una longitud de 53 km y un ancho de 3,230 km como promedio, o sea 171,2 km². El espesor de los acuíferos tiene un promedio de 39 m (descartando un 25 %), calculado en 40 pozos.

El agua subterránea llena todos los intersticios en la zona de saturación, por lo tanto la porosidad es una medida directa del agua contenida por unidad de volumen. No toda el agua puede ser extraída por bombeo de un pozo; parte es retenida (Sr, retención específica). El agua que puede ser drenada de un acuífero es expresada como su rendimiento específico (Sy).

No hay experiencias de laboratorio ni de campo como para conocer el rendimiento específico de los acuíferos del valle de Santa María. Sin embargo, teniendo en cuenta los trabajos de Poland y otros (1949), se ha estimado un rendimiento específico para el aluvio del valle en 9,3 %; promedio obtenido para distintas profundidades. Por lo tanto, el volumen almacenado de agua será: $171,2 \times 10^6 \times 39 \times 0,093$; o sea aproximadamente 621.000.000 m³. Este valor no es más que un ejemplo; se lo debe considerar como reservas para calcular la explotación del acuífero, pues no se conoce con seguridad el espesor medio en todo el perfil de aluvio,

ni se han efectuado ensayos de bombeo como para conocer el rendimiento específico con certeza.

VI. RECARGA Y DESCARGA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La recarga del agua subterránea de los depósitos aluviales del río Santa María proviene de las fuentes siguientes:

- a) El río Santa María contribuye a la recarga del agua subterránea principalmente durante la época de crecientes (verano y otoño). El río corre sobre un lecho arenoso y con una pendiente de 5,86 % desde Punta de Hualasto hasta Puente de Quilmes; factores que favorecen la recarga del agua subterránea por infiltración.
- b) Las corrientes superficiales de los ríos tributarios que provienen del Aconquija tendrían en conjunto un caudal estimado en 1,6 m³/s. Gran parte de este caudal se pierde en los estratos permeables que forman el lecho. La prueba es que la mayoría de estos colectores sólo llegan como corrientes superficiales al río Santa María durante el período de crecidas. Por lo tanto, estas corrientes contribuyen en gran medida a engrosar el agua subterránea.
- c) La recarga artificial debida al riego es otro factor favorable para establecer o aumentar el agua subterránea del fondo del valle. En consecuencia, la recarga será más notable aguas abajo de la zona de riego y en el centro del aluvio, que es hacia donde confluyen las aguas subterráneas.
- d) Las precipitaciones caídas directamente en el valle son muy pequeñas (185 mm por año), de modo que no se las puede considerar como una fuente importante de recarga.

El porcentaje anual de la recarga en el valle de Santa María no es fácil calcularlo por cuanto faltan observaciones y registros periódicos. Sería conveniente tener aforos en El Angosto, en Punta de Hualasto y en el puente de Quilmes y hacer experiencias sobre evaporación y evapotranspiración a fin de poder calcular la recarga con cierta seguridad.

VIII. CARACTER QUIMICO DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

El carácter químico de las aguas subterráneas está dado por 18 análisis de muestras coleccionadas durante la ejecución de las perforaciones oficiales y de pozos particulares en explotación. Además, el análisis de cinco muestras de vertientes y acequias dan una idea de la composición química de las aguas superficiales.

Los análisis químicos (tabla 4) fueron hechos en el Laboratorio Químico del Instituto Nacional de Geología y Minería. Las cantidades están expresadas en miligramos por litro.

Los sólidos disueltos de las aguas subterráneas están comprendidos entre 160 y 400 mg/l; mientras que los correspondientes a las aguas superficiales varían entre 110 y 800 mg/l.

La dureza total está comprendida entre 100 y 240 mg/l en las aguas subterráneas. El agua de la capa freática tiene mayor dureza que la correspondiente a los acuíferos artesianos.

El ión sulfato no llega en las aguas subterráneas a 70 mg/l; en cambio en las aguas superficiales puede alcanzar el medio gramo. A su vez los cloruros son más abundantes, aunque no sobrepasan los 90 miligramos.

En resumen, las aguas subterráneas del aluvio del río Santa María son de buena calidad y apropiadas para el consumo. Son aguas cloruradas y sulfatadas normales e hipercarbonatadas.

Constituyentes químicos en relación con el riego. — Las conclusiones acerca de si las aguas son apropiadas para riego se basan en los métodos bosquejados por Richards y otros (1954). Se sabe que los suelos originalmente fértiles pueden llegar a ser improductivos por riego o drenaje inadecuados o mal manejo. Si la cantidad de agua que se aplica a un suelo es mayor que lo que la planta necesita, el agua no percolará lo suficiente, formándose una concentración dañosa de sales en la zona de raíces. Asimismo, zonas impermeables del suelo cerca de la superficie no permitirán la infiltración del agua, precipitando sus sales en la superficie por evaporación.

En el agua para riego es importante determinar su calidad en relación con la concentración en sus relaciones de intercambio iónico.

La concentración total de sales solubles se puede expresar en términos de su conductibilidad eléctrica mediante determinaciones de laboratorio. Un valor aproximado se obtiene multiplicando el total de miliequivalentes de calcio, magnesio, sodio y potasio por 100, o dividiendo el total de sólidos disueltos, expresados en miligramos por litro, por 0,63. Como no ha sido posible medir la conductibilidad eléctrica, se han calculado los valores por el método indirecto, a fin de utilizar el diagrama de la figura 3, basado en aquel método físico-químico.

La relación absorción-sodio del agua (RAS), referida a la adsorción del sodio por el suelo, puede ser determinada por la fórmula:

$$RAS = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}}$$

en la cual las concentraciones iónicas están expresadas en equivalentes por litro.

En la tabla 5 se indican los valores de RAS y la conductibilidad aproxima-

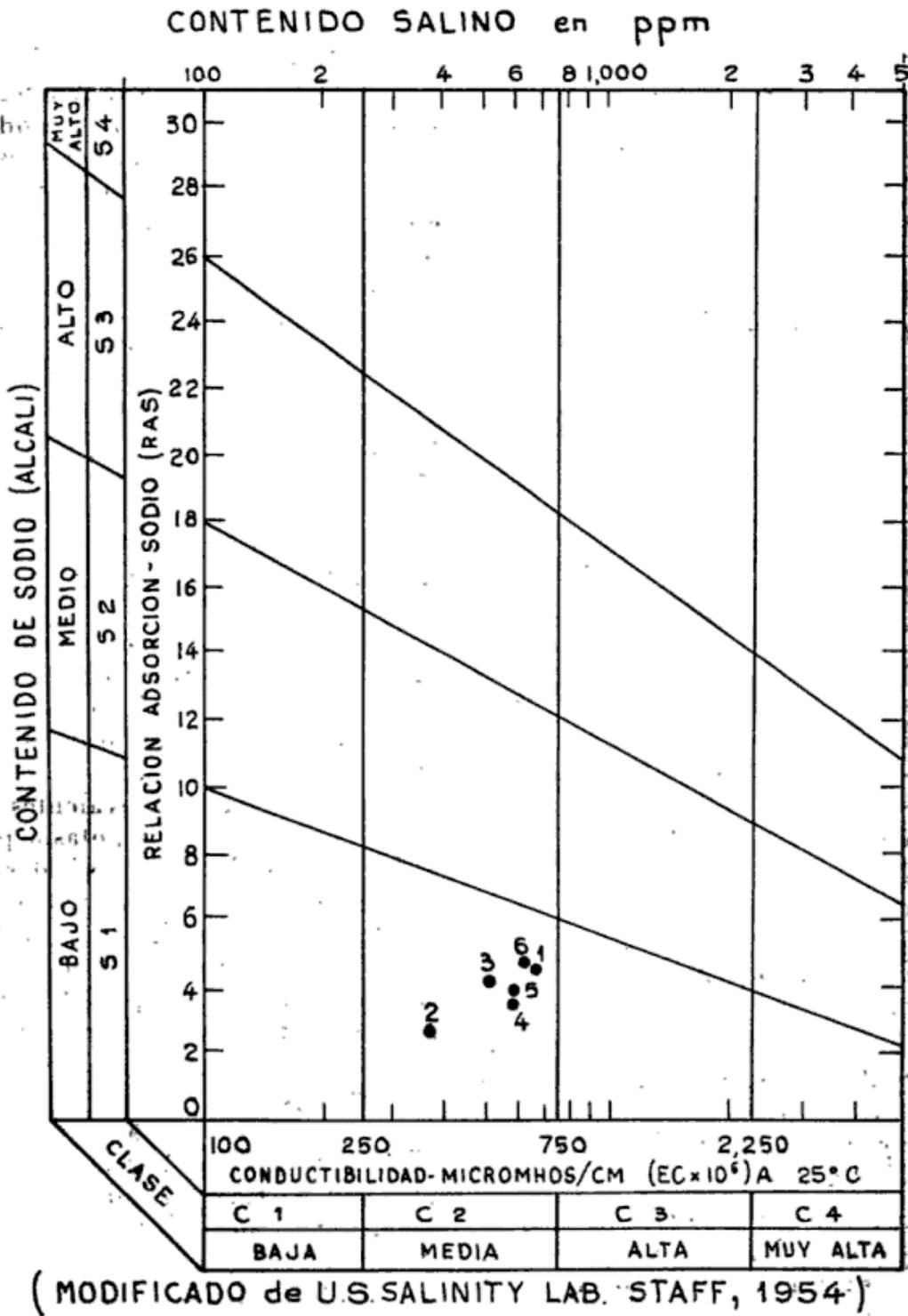


Fig. 4. — Clasificación de las aguas para riego

TABLA 4

Análisis químicos. Sólidos disueltos en miligramos por litro

| Análisis N° | Fecha | Residuo seco a 110° C | Dureza total (en CO ₂ Ca) | Alcalinidad de bicarbonatos | Bicarbonatos HCO ₃ ⁻ | Cloruros Cl ⁻ | Sulfatos SO ₄ ⁼ | Nitratos NO ₃ | Calcio Ca ⁺⁺ | Magnesio Mg ⁺⁺ | Sodio Na ⁺ | Potasio K ⁺ | Fluor F ⁻ | RAS | CSR | Conductiv. aproximada micro-mhos/cm | Aptitud para riego |
|-------------|---------|-----------------------|--------------------------------------|-----------------------------|--|--------------------------|---------------------------------------|--------------------------|-------------------------|---------------------------|-----------------------|------------------------|----------------------|------|------|-------------------------------------|--------------------|
| 50.896 | 10-4-64 | 394 | 103 | 154 | 188 | 77 | 55 | 0 | 24 | 10 | 97 | 6 | 1 | 4,22 | 1,08 | 639,3 | Buena |
| 50.897 | » | 220 | 70 | 115 | 141 | 28 | 16 | 0 | 15 | 7 | 44 | 5 | 0 | 2,36 | 1,00 | 324,7 | Muy B. |
| 50.898 | » | 316 | 64 | 144 | 176 | 21 | 66 | 0 | 16 | 6 | 79 | 5 | 0 | 4,08 | 1,60 | 495,7 | Buena |
| 50.899 | » | 348 | 100 | 135 | 164 | 85 | 30 | 0 | 26 | 8 | 81 | 6 | 0,75 | 3,55 | 0,74 | 562,3 | Muy B. |
| 50.900 | » | 362 | 91 | 135 | 164 | 70 | 40 | 0 | 23 | 8 | 82 | 5 | 0,75 | 3,78 | 0,45 | 548,7 | Buena |
| 50.901 | » | 400 | 103 | 149 | 182 | 85 | 53 | 0 | 26 | 9 | 98 | 6 | 0,75 | 4,22 | 0,95 | 645,3 | Buena |

Ubicación : 50.896 -- Perforación N° 8 -- Segundo Villagra, Chañar Punco N° 1

50.897 -- » N° 7 -- A. Albarracín, La Soledad N° 3

50.898 -- » N° 2 -- Valle de Santa María N° 1

50.899 -- » N° 2 -- Antonio Leiva

50.900 -- » N° 14 -- Luis A. Alvaro

50.901 -- » N° 15 -- Segundo Villagra, La Soledad N° 1

TABLA 5

| Número de análisis | Número usado en la figura | RAS | Conductividad aproximada | CSR |
|--------------------|---------------------------|------|--------------------------|------|
| 50.896 | 1 | 4,22 | 639,3 | 1,08 |
| 50.897 | 2 | 2,36 | 324,7 | 1,00 |
| 50.898 | 3 | 4,08 | 495,7 | 1,60 |
| 50.899 | 4 | 3,55 | 562,3 | 0,74 |
| 50.900 | 5 | 3,78 | 548,7 | 0,45 |
| 50.901 | 6 | 4,22 | 645,3 | 0,95 |

da de 6 muestras de agua, que por otra parte se han graficado por el método Schoeller (fig. 2).

El contenido de sodio residual (CSR) es expresado en miliequivalentes por litro (meq/l) y es definido por la ecuación siguiente:

$$CSR = (\text{CO}_3^- + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++})$$

Eaton (1950) comenta que las aguas que contienen un valor más grande que 2,5 meq/l son, generalmente, inapropiadas para riego, ya que el calcio y magnesio precipitarán en el suelo. De ese modo crecerá la relativa proporción de sodio en el agua y, consecuentemente, aumentará el contenido de sodio (fig. 4). El aumento del contenido de sodio podría disminuir la permea-

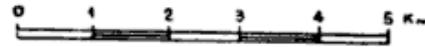
bilidad del suelo, con el consiguiente perjuicio para los cultivos. Las aguas que contienen 1,25 a 2,5 meq/l de carbonato de sodio residual son marginales, y las que contienen menos que 1,25 pueden ser utilizadas para riego con seguridad.

La relación adsorción-sodio (RAS) y el contenido de sodio residual (CSR) demuestran que las aguas pueden utilizarse en riego en cualquier tipo de suelo y con poco peligro de intercambio dañoso de cationes. Sin embargo, su salinidad media permite aconsejar se utilice en cultivos con tolerancia moderada a la sal y si hay un cierto drenaje que facilite su lavado; condiciones que, por otra parte, se den en la zona que se trata.

MAPA GEOLOGICO

del Valle de Santa María (Catamarca) por OSCAR J. RUIZ HUIDOBRO

Escala



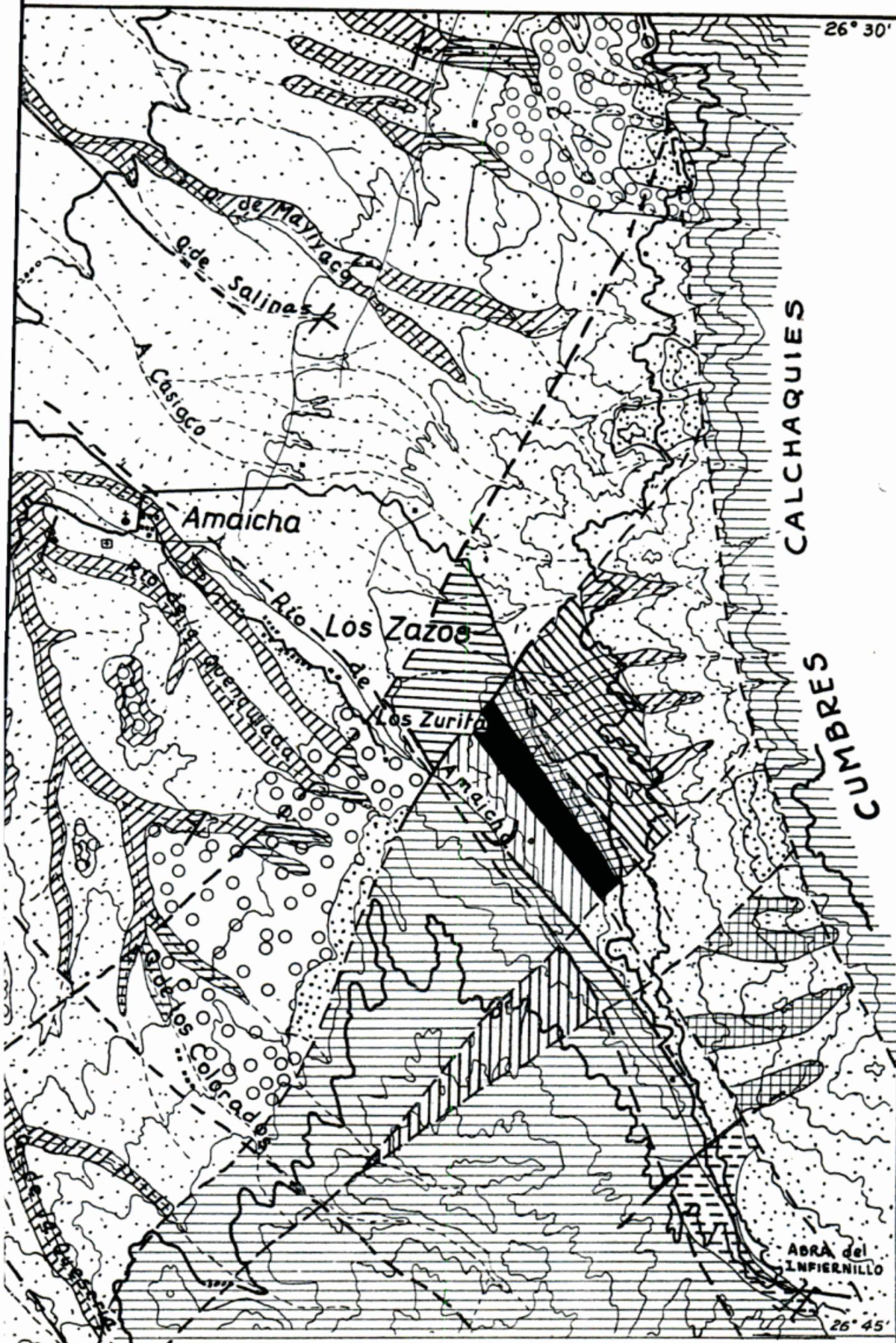
REFERENCIAS

Formaciones:

- | | | | |
|-------------|-----------------------------------|---|--|
| CUARTARIO | | Las Mojarras: grava fina, arena, etc... (4º nivel) | |
| | | Caspi chango: conglomerados, etc... (3er. nivel) | |
| | | Las Salinas: conglomerados, etc... (2º nivel) | |
| | | La Mesada: conglomerados, etc... (1er. nivel) | |
| TERCIARIO | GRUPO. SANTA MARIA | | Zanja del Molle: conglomerados, etc... |
| | | | Los Corrales: conglomerados de rocas volcánicas |
| | | | Yasyamayo: limos, etc. con bivalvos |
| | | | Andalhuala: areniscas, cineritas, etc. con mamíferos |
| | | | Las Arcas: areniscas, conglomerados, etc. |
| | | | Loro Huasi: areniscas, limos, etc. |
| | | | San José: arcillitas, etc. con bivalvos |
| | Saladillo: areniscas, limos, etc. | | |
| CRETACICO | | Yacomisqui: limolitas, arcillitas, etc. | |
| PRECAMBRICO | | Granito | |
| | | Rocas metamórficas | |
| | | Falla | |
| | | Falla cubierta | |
| | | Rumbo y buzamiento de las capas | |
| | | Eje anticlinal | |
| | | Eje sinclinal | |
| | | Perfiles | |
| | | 1-número perforación, 2-nivel estático, 3-profundidad 4-temperatura, 5-depresión, 6-caudal (m ³ /h) | |
| | | Presa de derivación | |



26° 30'



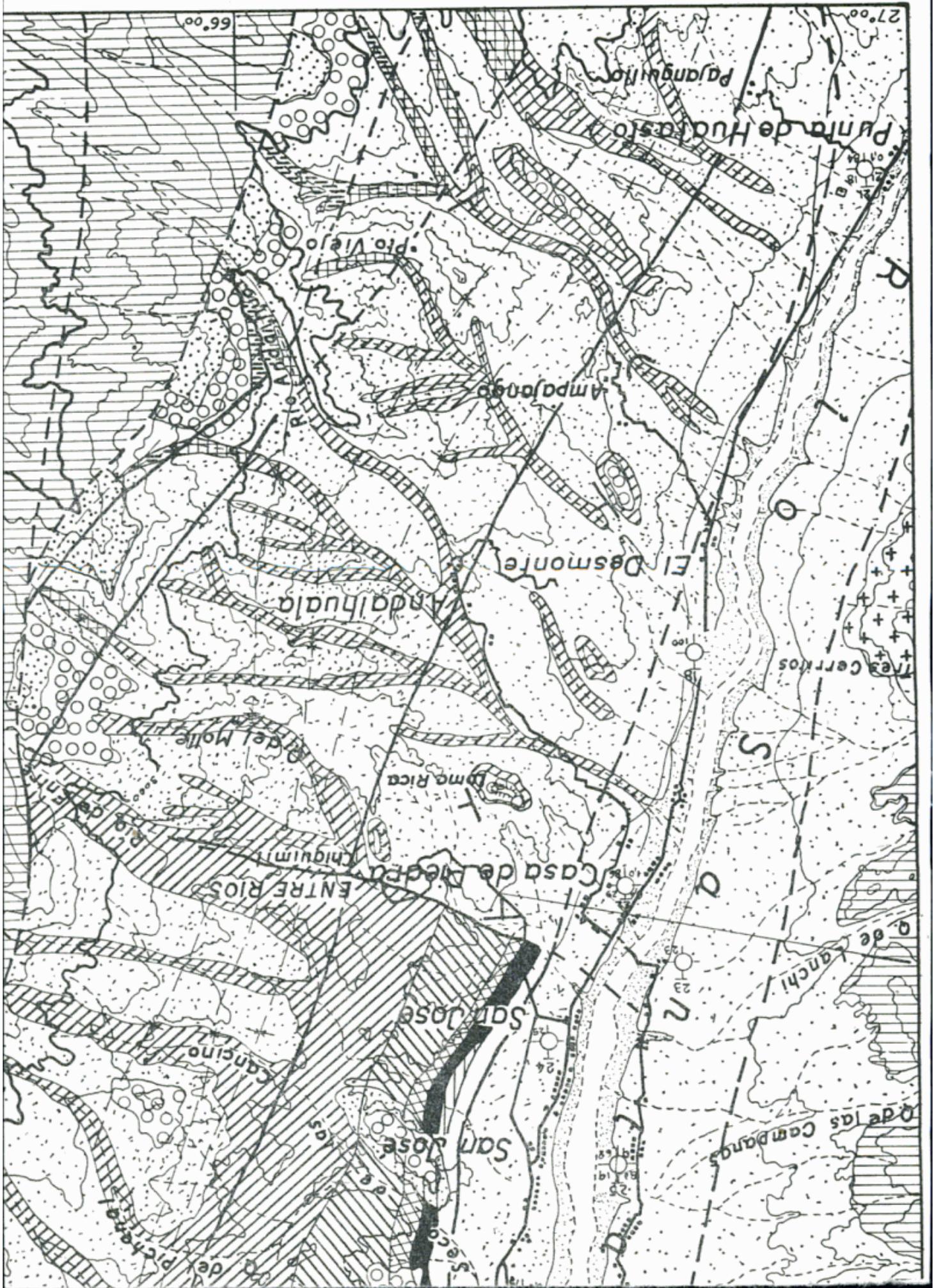
CALCHAQUES

CUMBRES

ABRA del INFIERNILLO

26° 45'





66° 00'

Puente de
Quilmes

Q. de la Mesada

Fuerte Quemado

Q. de la Virgen Perdida

Las
Poronguitas

SANTA MARIA

Q. Agua del Sapo

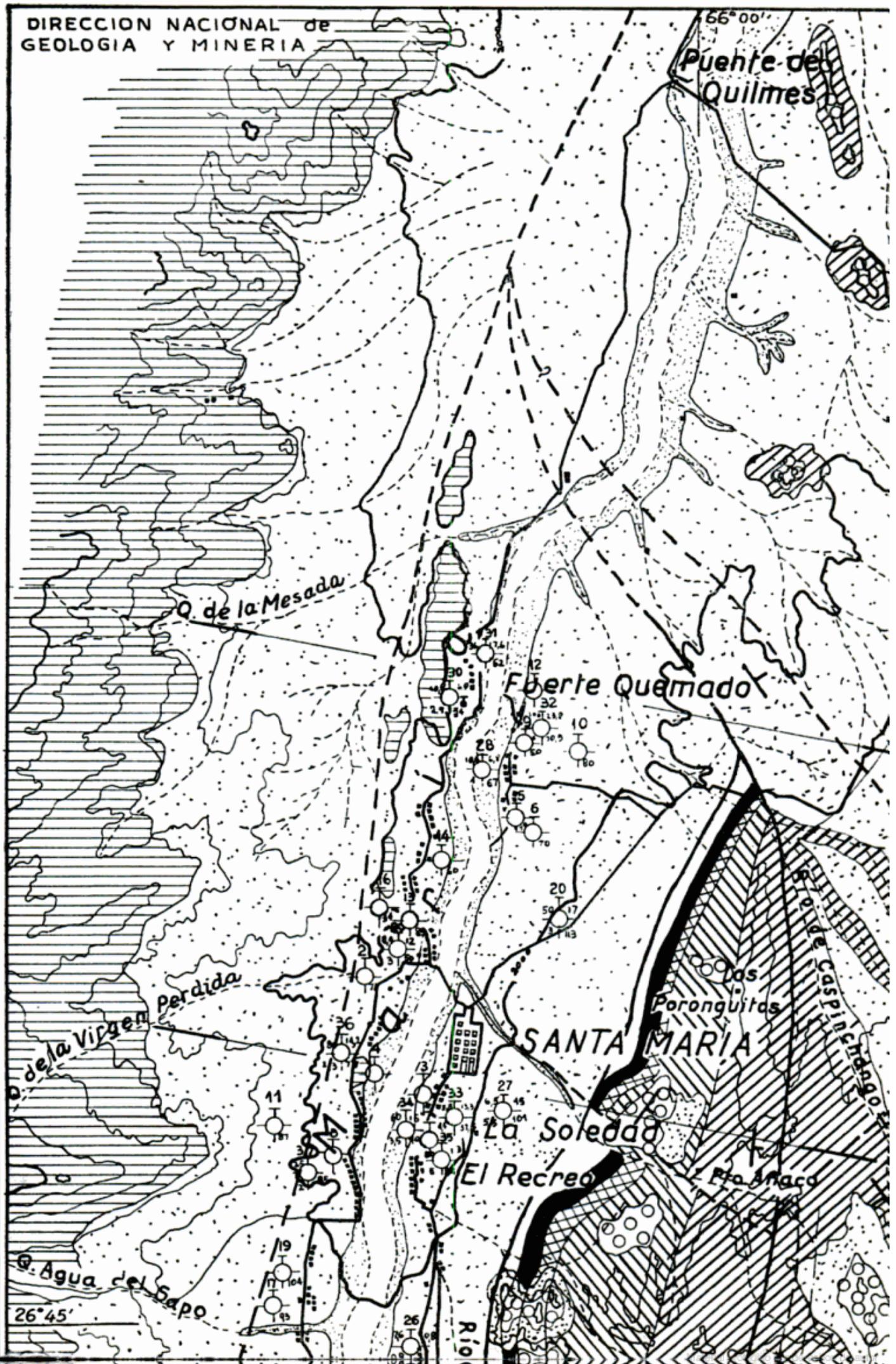
La Soledad

El Recreo

Pro. Anaco

26° 45'

Río



APENDICE

Descripción de las muestras de perforaciones

1) *Fuerte Quemado n° 1* (I. N. G. y M.)

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|---|-------------------|-----------------------|
| Tierra arenosa, arcillosa, fina, parda oscura, calcárea, detritos vegetales | 0,15 | 0,15 |
| Arena parda, fina a mediana, micácea, gravilla y rodados de rocas metamórficas | 4,20 | 4,35 |
| Arena arcillosa, parda grisácea, fina, calcárea | 3,15 | 7,50 |
| Arena fina, gravilla y grava de rocas metamórficas, partes cementadas friables, calcáreas, arcillosas, yesíferas, rodaditos silíceos intercalados | 9,80 | 17,30 |
| Arcilla arenosa fina, gris verdosa, fragmentosa, muy calcárea, nodulitos calcáreos, yesífera, partes muy arenosas | 1,70 | 19,00 |
| Arena mediana a gruesa, parda clara, escasa arena fina y muy fina, micácea, partes de arcilla parda clara, partes parda clara de margas, escasa gravilla..... | 1,50 | 20,50 |
| Arcilla parda clara, dura, plástica, muy finamente arenosa, con escasa arena gruesa, grava y gravilla | 0,50 | 21,00 |
| Arena fina a mediana y gruesa, parda clara, grava y gravilla, partes cementadas calcáreas friables | 1,40 | 22,40 |
| Arena fina a gruesa, parda clara, abundante gravilla y rodaditos de cuarzo y rocas metamórficas | 5,10 | 27,50 |
| Gravilla, grava y rodados de rocas metamórficas, escasa arena fina a gruesa, parda clara | 3,10 | 30,60 |
| Marga parda clara, partes más arcillosas, escasa arena mediana y gruesa, nodulitos de tosca | 1,60 | 32,20 |
| Arena fina a mediana, parda grisácea clara, micácea, escasa arena gruesa, gravilla y rodados de cuarcita y rocas metamórficas | 0,90 | 33,10 |
| Arenisca fina a muy fina, dura, muy arcillosa, parda clara, finamente micácea, arena gruesa y gravilla fina intercalada | 4,40 | 37,50 |
| Arena fina a gruesa, parda clara, gravilla fina | 3,80 | 41,30 |
| Arena fina a gruesa, de cuarzo, feldespato, cuarcita y rocas volcánicas | 10,20 | 51,50 |
| Arenisca parda, algo rojiza, friable, muy arcillosa, escasa arena gruesa, gravilla y rodados de rocas metamórficas ... | 2,50 | 54,00 |

2) *Fuerte Quemado n° 1* (D. G. y M. de C.)

Perforista: Alvaro Macías

Propietario: Sr. Genaro Córdoba

Clasificó: María I. C. de Suárez

Cuartario:

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|--|-------------------|-----------------------|
| Arena fina, parda grisácea, uniforme, compuesta de partículas de destrucción de rocas graníticas y metamórficas, muy micácea (laminitas de biotita y muscovita) y contiene escasos rodaditos de cuarcita intercalados, muy magnetífera..... | 5,00 | 5,00 |
| Arena mediana, gruesa y gravilla parda grisácea, de composición y caracteres similares al horizonte anterior, bien graduada, muy magnetífera | 13,00 | 18,00 |
| Rodado y grava de pegmatita y cuarcita, intercaladas en arcilla gris parda, fina, limosa, bien compacta y muy micácea, fragmentosa y de aspecto conglomerádico, contiene carbonato de calcio, diseminadas en concreciones y regularmente en la arcilla y regular cantidad | 2,00 | 20,00 |
| Arena parda, fina a muy gruesa y gravilla en transición brusca. De composición similar a anteriores e igualmente magnetífera, muy micácea | 15,50 | 35,50 |
| Arena fina, parda grisácea, de granulometría similar a horizonte n° 1 y de composición similar a anteriores, contiene arcilla gris intercalada | 3,50 | 39,00 |
| Grava, gravilla, arena gruesa, mediana, fina y limo en mezcla sin selección granulométrica. De composición similar a anteriores, contiene apreciable cantidad de rodaditos volcánicos (toba). Se intercala arcilla gris parda conglomerádica similar a horizonte n° 3, con rodados y grava, pero sin concreciones de carbonato de calcio | 13,00 | 52,00 |

3) *El Puesto n° 1:* (I. N. G. M.).

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | | |
|---|-------|-------|
| Arena parda clara, fina a muy fina, micácea, abundantes detritos vegetales | 1,40 | 1,40 |
| Arena parda amarillenta, fina a muy fina, micácea, arena mediana, grava y rodaditos | 7,70 | 9,10 |
| Arena parda grisácea, fina a muy fina, micácea, arena mediana a gruesa, grava y rodaditos | 6,50 | 15,60 |
| Arena parda grisácea, fina a mediana, micácea | 12,20 | 27,80 |
| Arena parda, fina a gruesa, micácea, abundante grava..... | 8,80 | 36,60 |
| Arena parda, muy fina a mediana, micácea, arcillosa, arena gruesa | 2,70 | 39,30 |
| Arena parda clara, fina a mediana, micácea | 8,20 | 47,50 |

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|--|-------------------|----------------------------|
| Arena parda amarillenta, fina a mediana, micácea, arena gruesa, grava fina, concreciones de arenisca muy calcárea, dura | 4,60 | 52,10 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, micácea, grava fina a gruesa, rodados | 11,80 | 63,90 |
| Arenisca parda rosada, fina, micácea, arcillosa, calcárea, friable | 3,10 | 67,00 |
| 4) El Puesto nº 1: (D. G. y M. de C.). | | |
| Perforista: Sr. Alvaro Macías. | | |
| Propiedad: Dr. Luis Alberto Vargas. | | Altura : 2.072,02 s. n. m. |
| Clasificó: María I. C. de Suárez. | | |
| Cuartario: | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
| Limo arenoso fino, pardo oscuro, muy micáceo, de estructura terroso y composición débil. Con pocos detritos vegetales. No contiene carbonato de calcio. Magnetífero (magnetita granular fina de origen aluvional) | 22,00 | 22,00 |
| Arcilla parda clara, limo-arenosa, micácea (muscovita y biotita). Muy calcárea, con abundantes nodulitos concrecionales | 2,50 | 24,50 |
| Arena fina a mediana, parda, uniforme y bien seleccionada, con escasa gravilla de cuarzo y esquistos metamórficos intercalados. Compuesto esencialmente de cuarzo subredondeado (hay cuarzo hialino), feldespato, mica abundante (láminas de muscovita y biotita), gránulos de granate y minerales melanocráticos. Considerable porcentaje de magnetita aluvional. Escasos nodulitos calcáreos | 1,00 | 25,50 |
| Grava, gravilla, arena gruesa, mediana y fina, parda gris, bien graduada, compuesta de partículas de esquistos metamórficos y rocas graníticas (pegmatita), granos de cuarzo subredondeados, feldespato y láminas de mica (biotita y muscovita). Predominio de las fracciones gruesas, granatífera y magnetífera, como horizonte anterior | 5,00 | 30,50 |
| Rodados, esquistos metamórficos, principalmente micacita biotítica de grano grueso, granatífero (dimensión hasta 10 cm ³) | 1,00 | 31,50 |
| Gravilla, arena gruesa, mediana y fina, parda, similar en composición y caracteres a horizonte 4, con mayor porcentaje de fracción fina, e igualmente granatífera, magnetífera, se intercalan guijarros de pegmatita y rodados chicos de tufita arcillosa con manchas limoníticas no mayores de 5 cm ³ | 14,00 | 45,50 |
| Arcilla parda clara, de composición y caracteres similares a horizonte 2, con algunas guijas de cuarzo y esquisto metamórfico | 0,50 | 46,00 |

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|---|-------------------|-----------------------|
| Rodados chicos de cuarcita, grava, gravilla y arena gruesa a mediana de composición similar a anteriores, con predominio de fracciones muy gruesas | 7,50 | 53,50 |
| Arcilla parda rojiza, muy fina y compacta, plástica, muy calcárea, con manchas limoníticas. Alterna con arcilla gris verdosa muy fina, plástica, con manchas limoníticas | 0,80 | 54,30 |
| Rodados chicos de cuarcita, grava, gravilla y arena gruesa a mediana, de composición similar a anteriores, con predominio de fracciones muy gruesas | 16,20 | 70,50 |

5) *Las Mojarras n° 1: (I. N. G. M.).*

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Altura : 2080,27 m, s. n. m.

Cuartario:

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|---|-------------------|-----------------------|
| Arena parda clara, muy fina a fina, micácea, detritos vegetales | 1,40 | 1,40 |
| Arena parda blanquecina, muy fina a fina, algo calcárea, grava | 7,90 | 9,30 |
| Arena parda algo rosada, clara, muy fina, algo calcárea, grava | 6,15 | 15,45 |
| Arena gris algo verdosa, muy fina, arcillosa, grava | 1,65 | 17,10 |
| Arena parda, fina a mediana, arcillosa, grava fina, rodados de rocas metamórficas | 0,25 | 17,35 |
| Arenisca parda blanquecina, muy fina, micácea | 1,15 | 18,50 |
| Arena parda algo rojiza, muy fina, arcillosa, grava y fragmentos de rocas metamórficas | 0,45 | 18,95 |
| Arena parda, fina a gruesa, grava y rodados de rocas metamórficas | 7,40 | 26,35 |
| Arenisca parda muy fina, arcillosa, micácea, algo yesífera, partes verdosas, dura, más arcillosa, grava | 2,95 | 32,30 |
| Arena parda, fina a gruesa, micácea, poco arcillosa | 0,50 | 32,80 |
| Arena parda grisácea, muy fina, calcárea, muy arcillosa, grava | 9,20 | 42,00 |
| Arena parda, fina a gruesa, micácea, grava, fragmentos rodados de rocas metamórficas | 7,50 | 49,50 |
| Arenisca parda, muy fina a fina, muy arcillosa, grava | 0,62 | 50,12 |

6) *El Cerrito n° 2: (D. N. G. M. de C.).*

Perforista: Alvaro Macías.

Propiedad: Eduardo Villagra

Clasificó: María I. C. de Suárez

Cuartario:

Sedimento limo-arcilloso, pardo, estructura terrosa, compactación mediana, disgregable, farináceo al tacto. Con gra-

| | | |
|--|------|------|
| No se envió muestra (antepozo) | 5,50 | 5,50 |
| villa y grava intercalada desordenadamente, formando te- | | |

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|--|-------------------|-----------------------|
| rrones de aspecto conglomerádico, micáceo. De reacción calcárea por la presencia de nodulitos concrecionales diseminados en la fracción fina | 5,50 | 11,00 |
| Continúa similar anterior, aumentando la dimensión de las partículas intercaladas (gravilla, grava mediana y rodados chicos), micácea, calcárea como anterior | 6,00 | 17,00 |
| Rodados y grava compuesta de rocas metamórficas, graníticas y volcánicas, esencialmente esquistos micáceos, cuarcitas, pegmatitas, lavas y tobas y partículas de cuarzo, feldespatos, muscovita y biotita, tratándose en todos los casos de formas redondeadas a curvilíneas. Arena fina magnetífera, intercalada en transición brusca | 2,00 | 19,00 |
| Arcilla limosa, parda, fragmentosa, con intercalaciones de rodados y grava muy micácea. Presenta partes de granulometría muy fina, uniforme, con coloración bandeada por franjas de deposición. Manchas limoníticas | 0,60 | 19,60 |
| Rodados chicos, grava, gravilla y arena de composición similar a horizonte 4 e igualmente magnetífera en las fracciones más finas | 2,50 | 22,50 |
| Arcilla limosa, parda rojiza, fragmentosa, con intercalaciones de grava y concreciones de carbonato de calcio, terroso, diseminado irregularmente, muy micácea | 2,20 | 24,70 |
| Grava mediana, gravilla, arena gruesa, mediana y fina, de composición similar a horizonte n° 6, e igualmente magnetífera | 7,20 | 31,50 |
| Arcilla gris verdosa, fragmentosa, muy fina, micácea, con escasa gravilla, manchas limoníticas | 0,50 | 32,00 |
| Arena mediana a fina, gris parda, uniforme, magnetífera.. | 2,60 | 34,60 |
| Arcilla gris verdosa, similar al horizonte n° 9..... | 1,40 | 36,40 |
| Arenisca mediana a fina, parda rojiza, friable, de granulometría uniforme, similar a horizonte n° 10, con escasa gravilla intercalada, magnetífera, contiene nodulitos de carbonato de calcio | 10,60 | 47,00 |
| Arenisca fina, gris parda, poco friable, manchas limoníticas; rodados chicos de rocas volcánicas | 30,20 | 77,20 |

7) *La Soledad n° 1: (I. N. G. M.).*

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | | |
|---|------|------|
| Arena parda clara, muy fina a fina, calcárea, arcillosa, micácea, escasos detritus vegetales | 2,75 | 2,75 |
| Arena parda clara, fina a muy fina, micácea, poco calcárea, muy poco arcillosa, partes cementadas, friables | 2,55 | 5,30 |

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|---|-------------------|-----------------------|
| Arena parda clara, muy fina a fina, micácea, escasos nodulitos calcáreos, abundante grava fina a gruesa de rocas graníticas y metamórficas | 9,80 | 15,10 |
| Arena parda clara, fina a mediana, micácea, calcárea, escasas partes cementadas por calcáreo, poco duras | 18,30 | 33,40 |
| Arena parda clara, muy fina a mediana, abundante grava fina a gruesa y rodados de rocas graníticas, metamórficas, arenisca muy calcárea, dura | 18,90 | 52,30 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, grava fina de rocas graníticas y metamórficas, rodados grandes de rocas graníticas | 11,95 | 74,25 |
| Arena parda, fina a muy fina, calcárea, poco arcillosa, micácea, escasa grava, rodados graníticos y escasos rodaditos de tosca arenosa | 17,25 | 91,50 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, micácea, poco calcárea, escasos rodaditos de rocas volcánicas | 3,90 | 95,40 |
| Arena parda clara, fina a muy fina, micácea, abundante arena gruesa y grava fina, rodados de rocas graníticas | 5,60 | 101,00 |

8) *La Soledad n° 2*: (D. N. G. M. de C.):

Perforista: Alvaro Macías.

Propiedad: Carlos de la Peña

Clasificó: María I. C. de Suárez.

Altura : 2.100,98 m. s. n. m.

Cuartario:

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|--|-------------------|-----------------------|
| Gravilla y grava compuesta de cuarzo, feldespato y guijarros de pegmatita y rocas metamórficas | 7,50 | 7,50 |
| Limo loessoides, compactado, pardo claro, micáceo, calcáreo (nodulitos), disgregable y de textura farinácea. Contiene escasa gravilla intercalada | 13,00 | 20,50 |
| Gravilla de composición similar a horizonte n° 1, con fracción fina, calcárea, micácea y magnetífera, intercalada. Terrones de caliza concrecional arcillosa, parda rosada | 3,50 | 24,00 |
| Arenisca fina, limosa, parda clara, muy friable, calcárea, micácea, uniforme. Hay aparte arena gruesa intercalada | 6,00 | 30,00 |
| Grava, gravilla, arena gruesa, mediana y fina, sin selección granulométrica bien graduada, micácea y muy magnetífera en la fracción fina | 5,00 | 35,00 |
| Horizonte netamente calcáreo, compuesto de caliza concrecional parda rosada, muy compacta y arcillosa (tosca). Escasa gravilla intercalada | 1,50 | 36,50 |
| Arenisca muy fina, parda clara, de compactación mediana a firme, micácea, calcárea (nodulitos) y magnetífera. Textura esponjosa | 19,50 | 56,00 |
| Grava y gravilla con apreciable aporte de fracción fina, bien graduada. Similar a horizonte 5 | 4,50 | 60,50 |

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|--|-------------------|-----------------------|
| Arenisca fina, uniforme, de caracteres similares a horizonte 4, con arena gruesa intercalada | 19,50 | 80,00 |
| Grava y gravilla, similar a horizonte 5 | 0,50 | 80,50 |
| Continúa grava y gravilla con intercalación de fracción muy fina limo-arenosa y tosca | 9,70 | 90,20 |

9) *Chañar Punco n° 1*: (D. G. y M. de C.).

Perforista: Alvaro Macías.

Propiedad: Sr. Segundo Villagra.

Clasificó: María I. C. de Suárez.

Cuartario:

| | | |
|--|-------|-------|
| No se remitieron muestras a laboratorio (antepozo) | 27,00 | 27,00 |
| Arena parda gris, fina, muy micácea, compuesta esencialmente de granos de cuarzo redondeados a curvilíneos (hay cuarzo hialino en elevado porcentaje) y feldespato escaso, pajuelas de muscovita y biotita, magnetífera, se intercalan algunas partículas de rocas graníticas y esquistos metamórficos | 1,20 | 28,20 |
| Arcilla parda gris, fina, micácea (pajuelas), bien compactada, calcárea, con intercalaciones de caliza concrecional terrosa blanca, distribuida irregularmente en la masa arcillosa | 0,30 | 28,50 |
| Arena parda gris, fina, muy micácea, de composición similar a horizonte 1, e igualmente magnetífera. Se intercalan guijas de roca granítica y esquistos metamórficos. Reacción calcárea escasa (nodulitos) | 0,50 | 29,00 |
| Arcilla parda gris, fina, micácea (pajuelas de muscovita y biotita). Similar a horizonte 2. Contiene intercalaciones de caliza concrecional blanca profusamente distribuida en la masa arcillosa en forma de vetitas y nódulos. Alternan partes arenosas. Con grava y gravilla de rocas graníticas y esquistos metamórficos intercalados | 4,00 | 33,00 |
| Grava, gravilla, arena gruesa, mediana y fina, muy arcillosa, partes compactas fragmentosas pardo rojizas, de aspecto conglomerádico, con manchas limoníticas. Composición similar a anteriores e igualmente micáceas. Calcáreo (nodulitos), magnetífera | 1,00 | 34,00 |
| Arenisca fina, friable, parda rojiza, micácea (pajuelas de muscovita y biotita). Composición similar a anteriores, poco arcillosa. Levemente calcárea (nodulitos). Manchas limoníticas, con intercalación de gravilla de esquistos metamórficos y cuarzo y feldespato de rocas graníticas | 1,00 | 35,00 |
| Arenisca fina, parda rojiza, arcillosa, de composición mediana, micácea, de composición similar a anteriores, muy cal- | | |

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|--|-------------------|-----------------------|
| cárea (nodulitos), con grava y gravilla intercalada principalmente de esquistos metamórficos y cuarzo y feldespato de rocas graníticas. Contiene intercalaciones de caliza concrecional nodulosa blanquecina (tosca) y rodaditos de la misma naturaleza, rojizos por descomposición de óxido de hierro | 2,00 | 37,00 |
| Limolita arcillosa parda rojiza, micácea (pajuelas). Reacción calcárea por la presencia de nodulitos y concreciones de caliza terrosa. Guijas de cuarzo y esquistos metamórficos intercalados . . . | 3,50 | 40,50 |
| Grava, gravilla, arena gruesa, mediana, fina y limo, bien graduada, parda, micácea, compuesta de gránulos de cuarzo redondeados a curvilíneos, feldespato, pajuelas de mica y guijas de esquistos metamórficos y rocas graníticas. Magnetita aluvional en la fracción fina | 0,80 | 41,30 |
| Arenisca fina, friable, parda clara, de composición y caracteres similares a horizonte 6. Con intercalación de grava y gravilla de esquistos metamórficos y cuarzo y feldespato de rocas graníticas. Algunos rodaditos volcánicos, algo calcárea por intercalación de nódulos concrecionales | 0,70 | 42,00 |
| Arcilla parda rojiza, fina, compacta, micácea (pajuelas de muscovita), calcárea. Parcialmente diagenizada. Con intercalación de gravilla y arena muy gruesa distribuida irregularmente en la masa arcillosa | 1,00 | 43,00 |
| Grava, gravilla, arena gruesa, mediana y fina, parda clara, bien graduada, de composición y caracteres similares a horizonte (9), con mayor porcentaje de grava y algunos rodaditos volcánicos | 1,00 | 44,00 |
| Arcilla parda rojiza clara fina compacta, micácea (pajuelas de muscovita), calcárea, con intercalación de concreciones calcáreas ovoides de regular tamaño, numerosas. Alterna con grava gruesa y gravilla de rocas metamórficas y graníticas . . . | 3,00 | 47,00 |
| Arcilla parda rojiza clara, fina, muy compacta, plástica, con partes de color rojizo oscuro de aspecto jabonoso, micácea (pajuelas de muscovita), calcárea; contiene intercalaciones de arcilla fina, verdosa y caliza concrecional en nódulos grandes y vetillas . . . | 3,50 | 50,50 |
| Limolita arenosa, parda rojiza clara, calcárea (nodulitos) micácea. Contiene intercalaciones de caliza concrecional nodulosa (tosca) profusamente distribuida en la masa limosa y grava y gravilla de rocas metamórficas y graníticas | 0,50 | 51,00 |
| Limolita arcillosa, rojiza clara, micácea, calcárea (nodulitos), composición y caracteres similares a horizonte (8).. | 4,00 | 55,00 |
| Arenisca muy fina, limosa, parda grisácea, micácea (pajuelas de muscovita y biotita), bastante diagenizada, con franjas de deposición . . . | 5,00 | 60,00 |

| | Esesor (en m) | Profundidad (en m) |
|--|------------------|-----------------------|
| Arcilla limosa, parda amarillenta, calcárea, micácea, bastante plástica | 7,50 | 67,50 |
| Gravilla, arena gruesa, mediana y fina con apreciable aporte de fracción limo, parda, micácea, de composición y caracteres similares anteriores e igualmente magnetífera, nodulitos escasos de carbonato de calcio | 2,00 | 69,50 |
| Limolita arcillosa, rojiza clara, similar a horizonte 16, calcárea | 6,50 | 76,00 |
| Continúa similar a anterior, con intercalación de gravilla y arena gruesa, manchas limoníticas | 3,50 | 79,90 |
| Limolita parda rojiza, micácea, calcárea, muy fina y uniforme, de compactación firme a mediana, bien diagenizada.. | 5,10 | 85,00 |
| Los horizontes nos 17 y 22 presentan caracteres muy típicos de sedimentación tranquila de "fondo del agua". | | |

10) *Loro Huasi-La Loma n° 1: (I. N. G. M.).*

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | | |
|--|-------|-------|
| Arena parda clara | 13,50 | 13,50 |
| Arena parda, fina a gruesa, calcárea, gravilla, grava y rodados de rocas graníticas y metamórficas | 7,10 | 21,30 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla y grava de rocas metamórficas | 1,20 | 22,50 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla y grava de rocas metamórficas | 5,50 | 28,00 |
| Arena parda, fina | 9,50 | 37,50 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla, grava de rocas metamórficas | 5,50 | 43,00 |
| Arena parda, muy fina a gruesa, gravilla, grava y rodados de rocas metamórficas | 10,10 | 53,10 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla y grava de rocas metamórficas y volcánicas | 13,37 | 66,47 |
| Gravilla, grava y rodados de rocas graníticas y metamórficas | 1,03 | 67,50 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla y grava de rocas metamórficas | 1,60 | 69,10 |
| Grava, gravilla y rodados de rocas metamórficas y graníticas, arena parda | 1,00 | 70,10 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla | 2,50 | 72,60 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla y grava, rodados de rocas graníticas y metamórficas | 0,30 | 72,90 |

11) *Famatanca n° 1: (I. N. G. M.).*

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | E-pesor (en m) | Profundidad (en m) |
|---|-------------------|-----------------------|
| Arena parda, muy fina a gruesa, grava y rodados de rocas metamórficas | 0,85 | 0,85 |
| Arena parda, muy fina, poco arcillosa, micácea, escasa grava y rodados de rocas metamórficas | 1,50 | 2,35 |
| Arena parda blanquecina, muy fina, poco arcillosa | 1,20 | 3,55 |
| Arena parda, fina a gruesa, poco arcillosa, grava y rodados de rocas metamórficas | 1,45 | 5,00 |
| Arena parda, muy fina, arcillosa, grava y escasos rodados de rocas metamórficas | 0,35 | 5,35 |
| Arena parda, fina a gruesa, arcillosa, grava y rodados de rocas metamórficas y graníticas | 6,30 | 11,65 |
| Arena parda, fina a gruesa, grava y rodados de rocas metamórficas, micáceas | 0,90 | 12,55 |
| Arena parda, fina a gruesa, arcillosa, grava y rodados principalmente de rocas metamórficas | 0,90 | 13,45 |
| Arena parda, fina a gruesa, muy arcillosa, grava y rodados principalmente de rocas metamórficas | 1,30 | 14,75 |
| Arena parda clara, muy fina, arcillosa, micácea | 0,90 | 15,65 |
| Arena parda clara, muy fina, poco arcillosa, intercalaciones de arcilla arenosa fina, fragmentosa, manchas limoníticas, plástica | 4,20 | 19,85 |
| Arena parda, fina a gruesa, grava y rodados de rocas metamórficas | 0,90 | 20,75 |
| Arena parda grisácea clara, fina a gruesa, micácea, poco arcillosa, grava fina a gruesa de rocas metamórficas | 0,75 | 21,50 |
| Arena parda algo grisácea, mediana a gruesa, escasa grava fina a gruesa y rodados pequeños de rocas metamórficas, graníticas y volcánicas | 13,60 | 31,50 |
| Arena parda amarillenta clara, muy fina a mediana, escasa grava fina a gruesa, rodados de rocas metamórficas y graníticas | 2,90 | 38,00 |
| Grava fina a gruesa y rodados de rocas metamórficas y graníticas, escasa arena fina a gruesa | 10,10 | 45,20 |
| Arena parda grisácea clara, fina a gruesa, finamente micácea, escasa grava fina a gruesa | 1,60 | 46,80 |
| Arcilla parda clara, muy arenosa muy fina, poco plástica, fragmentosa, plástica, manchas limoníticas, intercalaciones arenosas | 7,30 | 54,10 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, grava fina a gruesa y rodados de rocas metamórficas | 5,40 | 59,50 |

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|---|-------------------|-----------------------|
| Arena parda clara, fina a gruesa, finamente micácea, escasa grava y rodaditos de rocas metamórficas | 5,20 | 64,70 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, finamente micácea | 2,40 | 67,10 |
| Arcilla parda clara, muy arenosa, muy fina, fragmentosa, poco plástica, grava intercalada | 1,20 | 68,30 |

12) *San José Oeste n° 1: (I. N. G. M.).*

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | | |
|--|------|-------|
| Arena parda rosada, muy fina a fina, arcillosa, muy calcárea, partes cementadas, friable, gravilla, grava, principalmente de rocas metamórficas, algunas de cuarzo | 0,60 | 0,60 |
| Arena parda, fina a gruesa, poco arcillosa, calcárea, gravilla, grava y rodados principalmente de rocas metamórficas, algunas de cuarzo | 1,10 | 1,60 |
| Arena parda, fina a gruesa, micácea, gravilla, grava y rodados de rocas metamórficas | 3,10 | 4,80 |
| Arena parda, fina a gruesa, poco arcillosa, gravilla, grava y rodados principalmente de rocas metamórficas, algunas de cuarzo | 3,70 | 8,50 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla menuda | 1,20 | 9,70 |
| Arena parda, fina a gruesa, poco arcillosa, gravilla, grava y rodados principalmente de rocas metamórficas | 3,30 | 13,00 |
| Arena parda clara, muy fina a gruesa, escasos nodulitos calcáreos, micácea, gravilla y grava de rocas graníticas | 7,60 | 20,60 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, muy poco arcillosa, micácea | 2,40 | 23,00 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, micácea, grava fina a gruesa y escasos rodados pequeños de rocas metamórficas | 1,60 | 24,60 |
| Arena parda clara, muy fina a fina, micácea, muy arcillosa, intercalaciones de arcilla arenosa fina, grava fina | 0,20 | 24,80 |

13) *Palo Seco n° 1: (I. N. G. M.).*

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | | |
|---|------|-------|
| Sedimento arenoso, arcilloso, pardo, fino, detritos vegetales | 3,50 | 3,50 |
| Arena parda, fina a muy fina, arcillosa | 1,50 | 5,00 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla, grava y rodados | 4,00 | 9,00 |
| Arena parda, rojiza, fina a gruesa, abundante gravilla, grava y rodados de rocas metamórficas | 5,45 | 14,45 |

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|--|-------------------|-----------------------|
| Arena parda, fina a gruesa, calcárea, partes cementadas friables, grava y rodados | 4,55 | 19,00 |
| Arena parda, fina a gruesa, grava, rodaditos de arenisca, rojiza, friable, calcárea | 10,15 | 29,15 |
| Arena parda, fina a gruesa, grava y rodados | 14,85 | 44,00 |
| Arena parda, fina a gruesa, gravilla, grava y rodados | 10,50 | 54,50 |
| Arena parda, fina a gruesa, grava y rodados | 16,50 | 71,00 |
| Arena parda, fina a gruesa, arcillosa, calcárea, partes cementadas friables, rodados | 0,55 | 71,55 |

14) *Palo Seco Banda nº 1: (I. N. G. M.).*

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | | |
|---|------|-------|
| Arena parda amarillenta, fina a muy fina, micácea, escasos detritos vegetales | 1,00 | 1,00 |
| Arena parda clara, fina a muy fina, calcárea | 2,00 | 3,00 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, micácea, grava fina a gruesa y rodados | 2,40 | 5,40 |
| Arena parda clara, fina a mediana, micácea, calcárea, rodados | 1,40 | 6,80 |
| Grava fina a gruesa y rodados, escasa arena parda clara, fina a gruesa | 2,00 | 8,80 |
| Fragmentos muy rodados, arena fina a gruesa, parda clara y escasa grava fina a gruesa | 1,30 | 10,10 |
| Grava fina a gruesa y rodados; escasa arena parda clara, fina a gruesa | 2,20 | 12,30 |
| Rodados, escasa arena | 1,00 | 13,30 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, grava fina a gruesa y rodados | 3,10 | 16,40 |
| Arena parda, muy fina, micácea, escasa grava | 0,40 | 16,80 |
| Rodados | 1,00 | 17,80 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, grava fina y rodados | 2,50 | 20,30 |
| Arena parda clara, fina a gruesa, micácea, grava fina a gruesa y rodados | 2,40 | 22,70 |
| Arena parda, fina a gruesa, grava y rodados | 0,80 | 23,50 |

15) *Casa de Piedra n° 1: (I. N. G. M.).*

Perforista: Miguel Jaime.

Propiedad: O. S. N.

Cuartario:

| | Espesor (en m) | Profundidad (en m) |
|---|-------------------|-----------------------|
| Arena parda, fina, micácea | 1,00 | 1,00 |
| Arena parda grisácea clara, fina a muy fina, arcillosa, calcárea, grava y rodados | 7,00 | 8,00 |
| Rodados, grava y arena parda, fina, micácea | 7,00 | 15,00 |
| Arena parda amarillenta, fina a muy fina, micácea | 1,00 | 16,00 |
| Arena parda grisácea, fina a mediana, arena gruesa, grava y rodados | 0,30 | 16,30 |
| Arena parda, fina a mediana, arena gruesa, grava y rodados, micácea | 11,50 | 27,80 |
| Arena parda, fina a mediana, grava y rodados | 13,55 | 41,35 |
| Arenisca arcillosa, parda clara, micácea, rodaditos | 1,75 | 43,10 |
| Arena parda, fina a gruesa, grava y rodados micáceos | 20,75 | 63,85 |
| Arenisca arcillosa, parda, fina, calcárea, y nodulitos calcáreos, friable | 6,45 | 70,30 |
| Arena parda, fina a gruesa, algo arcillosa, grava, rodados ... | 9,55 | 79,85 |
| Arenisca arcillosa, parda clara, fina, micácea, partes calcáreas, friable | 6,35 | 86,20 |

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Eaton, F. M. 1950. *Significance of carbonates in irrigation waters.* — Soil Sci., 69, n. 2, 127-128.
- Galván, A. F. y Ruiz Huidobro, O. J. 1963. *Geología del Valle de Santa María. Estratigrafía de las formaciones mesozoico-terciarias.* — 2as. Jornadas Geológicas 1-18, 1 map. Salta (inédito).
- Hem, J. D. 1959. *Study and Interpretation of Chemical Characteristics of Natural Water.* — U. S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1473, 1-269 Washington, D. C.
- Kühn, F. y Rohmeder, G. 1943. *Estudio Fisiográfico de las Sierras de Tucumán.* — Monogr. 3 Inst. Est. Geogr. Univ. Nac. Tucumán, Tucumán.
- Peirano, A. 1946. *Estudio Geológico de la Quebrada de Amaicha, Dpto. de Tafí, Pcia. de Tucumán.* — Cuaderno de Miner. y Geolog. IV, N° 15, Univ. Nac. de Tucumán, Publ. N° 40, 1-62, Tucumán.
- Poland, J. F.; Davis, F. H.; Olmsted and Kunkel, F. 1949. — *Groundwater Storage Capacity of the Sacramento Valley, California.* — Water Resources of California, Bull. 1, Calif. State Water Resources Board, 617-632, Sacramento.
- Polanski, J. 1963. — *Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Pcia. de Mendoza).* — Rev. Asoc. Geológica Argentina XVII, número 3-4, 127 a 349, Buenos Aires.
- Richards, L. A. (ed). 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkalisols.*

- Agric. Handbook 60, U. S. Dept. Agric. Washington, D. C., 160.
- Riggs, E. S. and Patterson, B. 1939. *Stratigraphy of late Miocene and Pliocene deposits of the province of Catamarca (Argentina) with notes on the fauna*. — *Physis*, XIV, 143-162, Bs. As.
- Ruiz Huidobro, O. J. 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 11e, Santa María (Catamarca)*. — Dirección Nacional de Geología y Minería, 1-105, 8 tabl. 14 lám., 9 perfiles, 1 mapa 1 : 200.000, Buenos Aires (inédito).
- Schoff, S. L. 1959. *Ground Water Reconnaissance of Santa María Valley, Northwest Argentine*. — I.C.A., Washington D. C.

Manuscrito recibido en diciembre de 1964.

MINERALOGIA DE LAS FRACCIONES ARCILLA Y LIMO DEL PAMPEANO EN EL AREA DE LA CIUDAD DE BUENOS AIRES Y SU SIGNIFICADO ESTRATIGRAFICO Y SEDIMENTOLOGICO

Por FELIX GONZALEZ BONORINO

Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires

ABSTRACT

This paper presents a mineralogical study of the Pampeano (Pleistocene) and Pospampeano (Holocene) formations in the area of Buenos Aires and vicinity. Samples from about 40 boreholes and excavation sites were examined for general lithology, mineral composition of the silt-sand fraction, and clay mineralogy of the < 2-micron fraction, in an effort to establish new criteria for stratigraphic subdivision and correlation.

The Pampeano formation is made up essentially of clayey and sandy silts, with subordinate silty clays and sands. The sediments are mostly loessic in the upper two thirds, and predominantly fluvial in the lower third, although no consistent stratigraphic subdivision can be made on the basis of lithology. The formation is about 40 meter thick, and the lower limit lies between 20 and 30 meters below sea level; both thickness and grain size increase away from the coast, particularly towards the southwest. The Pampeano formation is underlain by clean beach sands of the Pliocene (?) Puelches Sands formation. Most authors place an unconformity between the two formations; however, the writer has found evidence of depositional gradation.

The Pampeano formation is overlain near the shoreline by the Pospampeano, a Late-Glacial to Post-Glacial deposit resulting from the expansion of the Río de la Plata estuary. It consists of two facies, i.e. the Querandino facies underlying the coastal plain and the Lujanense facies underlying the lower tributary valleys.

The silt-sized constituents of the Pampeano formation are predominantly feldspars, lithic fragments, quartz, and volcanic glass shards. Fresh calcic plagioclase is by far the most abundant feldspar; its origin is related to the Tertiary basic vulcanism of northern Patagonia. Also common are alkali feldspar crystals, mostly argillized, whose origin can be traced back to Early Mesozoic acidic volcanics —also extensively represented in northern Patagonia. The lithic constituents, which are generally deeply argillized, consist of basalt fragments (Tertiary) as well as acidic to subalkaline volcanics (Triassic?). Quartz, relatively scarce in parts of the Pampeano formation, is derived mainly from the crystalline basement. The vitroclasts are essentially unaltered and are related to the Pleistocene vulcanism of the Andean range. Heavy minerals, of volcanic parentage, are comparatively scarce.

The clay in the loess and silts is found both as matrix and as argillized alkali feldspar crystals and lithic fragments. The matrix clay is believed to have formed largely by translocation of clay from the argillized crystal and rock fragments.

A stratigraphic subdivision of the Pampeano formation can be made only on a mineralogical basis, as the formation is too homogeneous vertically and too heterogeneous laterally for lithologic subdivision. A "montmorillonite-quartz line" was identified in the area of Buenos Aires dividing the formation into an upper section characterized by high illite/(montmorillonite + kaolinite) and plagioclase/quartz ratios, and a lower section in which these ratios have a much lower value.

The loessic upper section, comprising about two thirds of the formation, contain a middle member characterized by abundant volcanic glass shards. This member is

approximately 6-meter thick and relatively well-defined in the immediate vicinity of the city, but it becomes less evident farther out. The predominant sediments overlying and underlying this relatively coarse-grained loess are generally clayey loess members.

The change from the illite-plagioclase association to montmorillonite-quartz association is generally well-defined, although recurrences were detected at several localities, especially near the shore. The position of this stratigraphic marker is relatively constant except near the Lower Matanza River valley (Riachuelo) and the Río de la Plata shoreline. In the Riachuelo valley, the lower section tapers out inwards from the river mouth as the montmorillonite-quartz line dips gradually downwards.

The Pospampeano fm. is similar to the upper Pampeano in its non-clay mineralogy; its clay mineralogy is instead more like that of the lower Pampeano in the coastal plain facies, the expandable clay mineral content diminishing inward the lower tributary valleys.

The beginning of the Pampeano sedimentation in the area was marked by the recess of the Puelches Sands shoreline and the development of a fluvial environment. The river sources—as shown by the montmorillonite-kaolinite-quartz association typical of the lower member of the formation—lay in the Paraná Basin area; a similar mineral assemblage is being carried today by rivers draining this area. Superimposed on this river system were some water courses draining the Pampa region, analogous to the present-day Lower Matanza River. This river was established at the beginning of the Pampeano sedimentation, as shown by the general absence in the area of the montmorillonite-quartz association, which was replaced by the Pampean illite-plagioclase association.

A sudden rearrangement of the drainage system took place after approximately one-third of the Pampeano formation had been deposited. The Pleistocene Paraná fluvial system shifted eastwards and the area of Buenos Aires became thenceforth drained by a Pampean river system, with eolian (loessian) sedimentation becoming increasingly important. This rearrangement was probably caused by the formation of the Parana River fault system, which determined the drainage pattern as it exists today. The change in the drainage brought about the end of the deposition of the montmorillonite-quartz association and the beginning of the deposition of the illite-plagioclase association.

The faulting was apparently simultaneous with volcanic eruptions in the west—as indicated by a pyroclastic layer nearly coincident with the montmorillonite-quartz line at several localities. The sediments above this layer are relatively free from pyroclastic material; it was only after some 10 meters of mostly loessic sediments had been laid down, that a renewal of the volcanic activity took place and a thick layer of loess rich in pyroclastic material was deposited. The ash content in the loess does not represent a direct dust shower deposition but is rather the result of mixing with epiclastic material during its eolian transportation across the dry plains between the Andes and the Pampa. The volcanic activity decreased toward the end of the deposition of the Pampeano loess.

The ultimate source area of the silt-sized constituents (particularly plagioclase and alkali feldspars and lithic fragments) are the various Precambrian to Middle Tertiary formations lying to the southwest (northern Patagonia), west (Andean foothills) and northwest (central Sierras Pampeanas) of the area under study. The immediate source of the epiclastic constituents were however the Late Tertiary fluvial-sand deposits fringing the Pampa to the south, southwest and west, and now largely destroyed by wind and fluvial action.

Part of the sedimentation of the Pampeano formation must have coincided in time with the Glacial Period; the recess of the sea, marking the beginning of its deposition, may have been influenced by the initiation of the first glacial stage. The presence of fresh or brackish-water fossiliferous layers intercalated in the Pampeano in various localities along the present-day shore line have been interpreted as representing interglacial stages; more studies are needed, however, to confirm such interpretation.

The end of the last glacial stage resulted in the rise of the sea level to a maximum of about 3 meters, and the flooding of the River Plate basin (*Litorina* Sea?) as well as of the lower valley tracts of the tributary rivers. This gave rise to the formation of the Querandino and Lujanense facies of the Pospampeano. The clastic constituents of the coastal plain deposits (Querandino) are essentially retransported upper Pampeano sediments, but their clay content was largely contributed by the Paraná-River Plate drainage. On the other hand, the contribution from the estuary in the tributary valleys was much less, as indicated by the illitic nature of the clay.

Provenance is considered the major factor in the distribution of clay minerals in the Quaternary sediments of the Pampa. The possibility that neof ormation may have been responsible for the presence of certain montmorillonitic horizons within the illitic upper zone of the Pampeano has yet to be investigated.

CONTENIDO

| | |
|--|-----|
| Abstract..... | 67 |
| Prefacio..... | 71 |
| Introducción..... | 72 |
| Trabajos previos..... | 72 |
| Conceptos corrientes sobre la estratigrafía y origen del Cuaternario de la llanura pampeana..... | 74 |
| Métodos de trabajo..... | 76 |
| Fisiografía..... | 78 |
| Características generales de los sedimentos..... | 79 |
| Nomenclatura..... | 79 |
| Litología general..... | 81 |
| Pampeano..... | 81 |
| Pospampeano..... | 83 |
| Mineralogía general..... | 83 |
| Cristaloclastos..... | 83 |
| Vitroclastos..... | 84 |
| Litoclastos..... | 85 |
| Sílice orgánica..... | 85 |
| Matrix..... | 85 |
| Minerales de arcilla..... | 86 |
| Cemento..... | 87 |
| Cuerpos epigénicos..... | 88 |
| Composición química..... | 89 |
| Granometría..... | 89 |
| Estratigrafía general..... | 91 |
| Ciudad de Buenos Aires y área suburbana oeste..... | 91 |
| Generalidades..... | 91 |
| Pampeano superior y medio..... | 93 |
| Pampeano inferior..... | 94 |
| Límite inferior del Pampeano..... | 95 |
| Área suburbana sur..... | 95 |
| Generalidades..... | 95 |
| Avellaneda y Lanús..... | 95 |
| Lomas de Zamora..... | 95 |
| Almirante Brown..... | 97 |
| Límite inferior del Pampeano..... | 97 |
| Área suburbana norte (San Fernando)..... | 97 |
| Planicie costera y planicie del valle del Riachuelo..... | 98 |
| Generalidades..... | 98 |
| Planicie costera..... | 99 |
| Valle del Riachuelo..... | 100 |
| Síntesis de la estratigrafía del valle del Riachuelo..... | 101 |
| Área litoral del río Paraná inferior (Zárate-Campana)..... | 101 |
| Mineralogía de la fracción limo gruesa-arena fina y su distribución estratigráfica..... | 103 |
| Introducción..... | 103 |
| Distribución del cuarzo y feldespato. « Línea de cuarzo »..... | 107 |
| Capital Federal y áreas oeste y norte..... | 107 |
| Área suburbana sur..... | 112 |

| | |
|---|-----|
| Planicie costera..... | 112 |
| Valle del Riachuelo..... | 115 |
| Minerales pesados..... | 115 |
| Distribución del vidrio volcánico..... | 115 |
| Area de la Capital Federal y zonas oeste y norte..... | 115 |
| Area suburbana sur..... | 116 |
| Area de la planicie costera..... | 117 |
| Area del valle del Riachuelo..... | 117 |
| Area del río Paraná inferior..... | 117 |
| Distribución estratigráfica de los minerales de arcilla..... | 118 |
| Generalidades..... | 118 |
| Area de la Capital Federal y zonas suburbanas oeste y norte..... | 118 |
| Area suburbana sur..... | 122 |
| Area de la planicie costera..... | 123 |
| Area del valle del Riachuelo..... | 123 |
| Area litoral del río Paraná inferior..... | 124 |
| Resumen de los resultados..... | 124 |
| Estratigrafía litológica..... | 124 |
| Estratigrafía mineralógica de la fracción limo-arena..... | 126 |
| Estratigrafía mineralógica de la fracción arcillosa..... | 127 |
| Síntesis de la estratigrafía del Cuaternario de Buenos Aires y alrededores..... | 127 |
| Area de la terraza alta..... | 127 |
| Planicie costera..... | 128 |
| Valle del Riachuelo..... | 128 |
| Límite inferior del Pampeano..... | 129 |
| Conclusiones..... | 130 |
| Análisis crítico de la estratigrafía pampeana..... | 130 |
| Sedimentación cuaternaria en el área de Buenos Aires y alrededores..... | 136 |
| Generalidades..... | 136 |
| Sedimentación del Pampeano. Origen de la « línea de cuarzo-montmorillonita »..... | 137 |
| Sedimentación en el valle del Riachuelo..... | 140 |
| Sedimentación pampeana y glaciarrismo pleistoceno..... | 140 |
| Sedimentación del Pospampeano..... | 141 |
| Procedencia del material sedimentario..... | 142 |
| Origen de los minerales de arcilla..... | 144 |
| Resumen de las conclusiones..... | 144 |
| Lista de trabajos citados en el texto..... | 147 |

PREFACIO

La etapa inicial de las investigaciones geológicas de los terrenos modernos de la cuenca del Plata —rica en nombres ilustres como Darwin y D'Orbigny— culminan hacia fin de siglo con los trabajos de Florentino Ameghino, quien establece el esquema estratigráfico todavía en uso en la actualidad. La contribución de este autor representó un gran avance para la época; desgraciadamente, en lo que va de este siglo el conocimiento del Cuaternario de la Pampa ha progresado relativamente poco respecto al estado alcanzado durante el tiempo de Ameghino.

A principios del siglo actual tiene lugar en el mundo un rápido desarrollo en los métodos y técnicas —particularmente la microscopía— para el estudio de las rocas y sedimentos, con lo cual la estratigrafía adquiere una nueva dimensión. En ese mismo período, la sedimentología y la geología del Cuaternario comienzan a dibujarse como ramas independientes de las ciencias geológicas. Estos adelantos no se reflejan, sin embargo, en la etapa pos-Ameghiniana de las investigaciones de los terrenos pampeanos, ya que los estudios realizados en ese período se caracterizan en general por la aplicación de métodos y criterios propios del siglo anterior—estudios suficientes quizá para la etapa inicial pero carentes de la necesaria especialización técnica para afrontar los problemas que se pretendía resolver. La consecuencia de ello fue un notorio estancamiento en el conocimiento del Cuaternario de la Pampa.

Los terrenos pampeanos ofrecen un fértil campo para la aplicación de los criterios interpretativos y métodos de trabajo ya ampliamente difundidos en otras partes del mundo. Dichos criterios señalan que la correlación estratigráfica sólo es posible —sobre todo cuando faltan elementos de juicio paleontológicos u otros métodos de data-

ción— a través del análisis sedimentológico, que a su vez exige el conocimiento mineralógico, petrográfico, etc. de los sedimentos. Afortunadamente, hay ya algunos trabajos (vg. Teruggi, Etchichury y Remiro, 1957) que señalan un cambio de tendencia hacia la aplicación de técnicas más modernas al estudio del Pampeano y que sería de desear fueran seguidos por muchos otros.

El presente estudio es un ensayo en la búsqueda de criterios utilizables para la correlación e interpretación genética de los sedimentos pampeanos, ya que ni los criterios paleontológicos, ni la correlación basada en caracteres litológicos aparentes y superficiales, han dado hasta ahora resultados.

La mineralogía de los sedimentos es, entre todas las propiedades, una de las que ofrecen mayores posibilidades como criterio de correlación. En este trabajo tratamos de establecer la existencia de propiedades mineralógicas que puedan ser aplicadas en la correlación e interpretación genética de los sedimentos cuaternarios de la Pampa en el área de la ciudad de Buenos Aires. Las características estudiadas son, en primer lugar, la composición mineral de la fracción arcilla, el contenido de vidrio volcánico, y la distribución vertical de algunos de los restantes componentes minerales. Las conclusiones alcanzadas tienen alcance parcial; antes de extenderlas a otras regiones de la Pampa, debe continuarse los estudios para verificar su validez regional. Consideramos que nuestros resultados tienen utilidad no tanto quizá para proporcionar guías estratigráficas como para fijar ciertos criterios que permitan interpretar la historia sedimentológica de la formación, lo cual nos parece más importante que los primero.

Agradecimientos. — Varias personas colaboraron en la realización de este trabajo. En primer lugar deseamos reconocer la importante contribución del

Dr. G. A. Cetrángolo, del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA), quien realizó los análisis químicos y colaboró, entre otras cosas, en la preparación de la arcilla para el análisis roentgenográfico, y en el recolección de muestras. El Lcdo. Gerardo E. Bossi colaboró en la realización de los análisis granulométricos y el Dr. L. A. Favero en la preparación de muestras para el análisis mineralógico. Asimismo, agradecemos a las instituciones y personas que proporcionaron las muestras de sondeos para el estudio: Instituto Nacional de Geología y Minería; Obras Sanitarias de la Nación; ingenieros A. Bolognesi y O. Moretto, y Dr. Horacio Rimoldi. El profesor Jorge Polanski y el doctor H. de Römer colaboraron en la revisión del manuscrito.

INTRODUCCION

TRABAJOS PREVIOS

El estudio de las formaciones pampeanas de la región del Río de la Plata fue iniciado por D'Orbigny (1842) y Darwin (1846), a quienes siguieron entre otros Bravard (1857), Heusser y Claraz (1864), Burmeister (1867), Roth (1888, 1920), Ameghino (1881, 1889, 1909), Valentin (1898), Burkhardt (1907), Roveretto (1920), Stapfenbeck (1926) y, más recientemente, Rusconi (1938) y Frenguelli (1925, 1932, 1950, 1957).

Fuera del área de Buenos Aires, los terrenos pampeanos han sido estudiados especialmente en afloramientos de la costa atlántica sur de la provincia y en particular de las barrancas entre Mar del Plata y Miramar (Ameghino, 1908; Frenguelli, 1920, 1928; Kraglievich, 1952) y en menor medida en las barracas del litoral santafesino (Frenguelli, 1932; Castellanos, 1952).

Los trabajos citados son esencialmente estratigráficos, y realizados la mayo-

ría de ellos como subproductos de estudios paleontológicos; por consiguiente, ellos contribuyen muy poco al conocimiento sedimentológico, mineralógico o petrográfico de los sedimentos. Los únicos trabajos dedicados a la mineralogía del Pampeano pertenecen a Doering (1907), quien señaló por primera vez la importancia del vidrio volcánico como constituyente de los loesses de la provincia de Córdoba; Wright y Fenner (1912), quienes realizaron el primer estudio petrográfico del loess de diversos lugares de la Pampa, confirmando y ampliando las conclusiones de Doering acerca de la importancia del componente eruptivo en su composición; Meigeng y Werling (1916), que hacen notar la escasez del cuarzo y del carbonato de calcio, así como la abundancia de arcilla, en comparación del loess alemán; y finalmente, a Teruggi, Etchichury y Remiro (1957)¹, quienes efectuaron el primer análisis mineralógico completo de un perfil de la formación Pampeana, en las barrancas de Chapadmalal. Además, en un apéndice a la reedición del trabajo de Frenguelli sobre loess y limos pampeanos, Teruggi (1955) aporta algunos datos de laboratorio que contribuyen a subsanar en parte una sensible deficiencia de aquel trabajo. Un resumen de los caracteres petrográficos del loess pampeano fue publicado también por Teruggi (1957).

Con respecto a la mineralogía de las arcillas del Pampeano, hasta hace muy poco no existían prácticamente datos fidedignos. En general, prevalecía entre los autores que se ocuparon de este problema la creencia de que la arcilla era esencialmente montmorillonítica, creencia basada sobre todo en la asociación de la arcilla con vidrio volcánico, material originario común de aquel mineral. En un trabajo anterior (Gon-

¹ En ese trabajo el lector encontrará también una excelente síntesis histórica de los estudios sobre los sedimentos de la formación Pampeana.

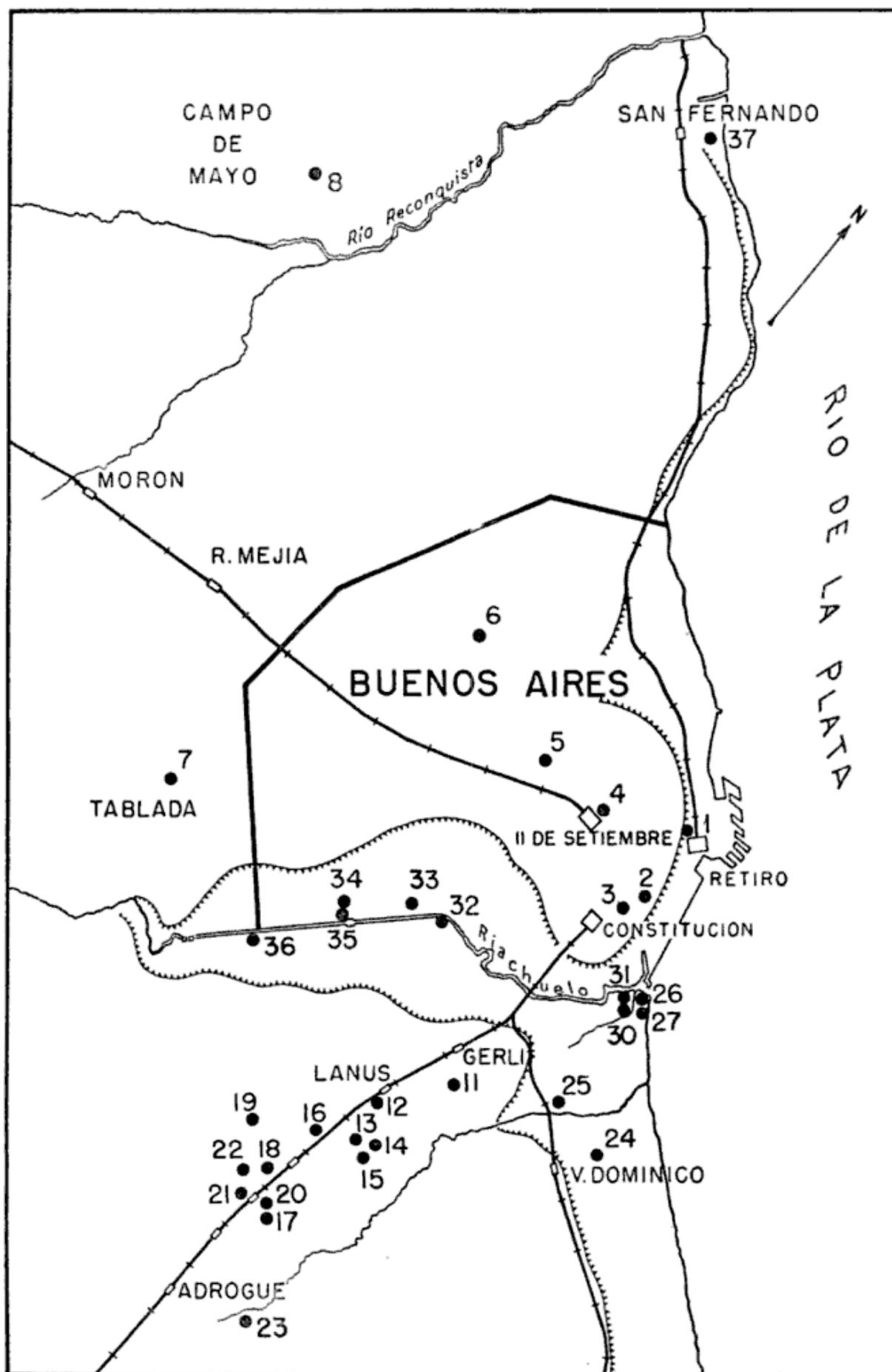


Fig. 1. — Mapa de ubicación de localidades estudiadas. Las localidades 9 (Open Door), 10 (Cañuelas), 29 (Dolores), 38 (Lima), 39 (Dálmine) y 40 (Delta, Campana), caen fuera del área representada. La línea dentada señala el borde de terraza que separa la terraza alta o nivel principal de la Pampa, de la planicie costera y valles tributarios inferiores de agradación.

zález Bonorino y Cetrángolo, 1962) se demuestra que, al menos en un determinado perfil de la Capital Federal, el mineral predominante es illita, y que montmorillonita es abundante solamente en la parte inferior de la formación. El presente trabajo (del cual se ha publicado ya un resumen; González Bonorino, 1962), constituye una extensión de aquel. Posteriormente, hemos tenido oportunidad de extender los estudios a los suelos de diversos lugares de la Pampa (González Bonorino, trabajo inédito), confirmando el predominio de la illita en los suelos de la Pampa, en contraste con los suelos de Entre Ríos donde montmorillonita y caolinita son más abundantes que illita.

CONCEPTOS CORRIENTES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y ORIGEN DEL CUATERNARIO DE LA LLANURA PAMPEANA.

La nomenclatura y la división estratigráfica del Cuaternario de la llanura pampeana en uso en la actualidad, están basadas en las ideas de Ameghino. Con algunas modificaciones formales según los autores, ellas han sido adoptadas como patrón para el Cuaternario del resto del territorio argentino.

El término Pampeano comprende a la formación sedimentaria que, en la cuenca del Plata y otras partes vecinas de la Pampa, se apoya sobre las arenas cuarzosas de la formación denominada "Araucana" o "Puelchense". La opinión generalizada (ver p. ej. Frenguelli, 1957) es que el Pampeano tiene edad pleistocena mientras que las arenas infrapuestas son pliocenas. Sobre esto hay, sin embargo, discrepancias, pues habría motivos para pensar que las arenas son también de edad cuaternaria (Rosendo Pascual, comunicación personal). En el presente trabajo no entramos a discutir este problema, aunque nuestras observaciones tenderían a confirmar esta última opinión (p. 62). Sin embargo, por comodidad de expresión empleamos el término "Cuaterna-

rio" para referirnos solamente a los sedimentos por encima —y con exclusión— de las arenas.

El Cuaternario de la Pampa es dividido comúnmente en Pampeano y Postpampeano, unidades a las que generalmente se considera como formaciones. En rigor, sin embargo, solamente la primera tendría carácter de tal, ya que la segunda —si consideramos todo el ámbito de la llanura pampeana— consiste en varias formaciones más o menos aisladas (ver "Conclusiones"). Ambas son subdivididas en "pisos", que en el caso del Pampeano son los siguientes:

- 1) Bonaerense, o Pampeano superior, definido por Ameghino (1909) como el "limo clásico de la Pampa", y considerado en la actualidad como de carácter esencialmente loésico. Frenguelli (1957, p. 42-43) lo describe así: "Grano fino y homogéneo, su masa recorrida por innumerables canalículos dejados por raíces finísimas, es porosa, no estratificada, levemente calcarífera y de color uniformemente pardo claro, generalmente con tinte rojizo". Ameghino le da un espesor de 12 metros, y Frenguelli de 6 a 7 metros, pero como el Bonaerense está cortado arriba por la superficie más o menos erosionada de la terraza alta, su espesor es de todos modos variable.
- 2) Belgranense, basado en una delgada capa lenticular fosilífera de alrededor de 1 metro hallada por Bravard a 6 metros sobre el nivel del río, en la barranca de Belgrano, pero que no se extiende tierra adentro. Ameghino coloca esta capa entre el Bonaerense y el Ensenadense, mientras que Frenguelli lo considera una facies estuarina del Bonaerense (a pesar que su espesor sería mucho más reducido que el de este último). Se han atribuido también al Belgranense sedimentos de diver-

sos orígenes (Rusconi, 1938, p. 320; Frenguelli 1957, p. 45).

- 3) Ensenadense superior o cuspidal, “de 10 a 12 metros de espesor; constituido por un limo más oscuro que el superior (Bonaerense), en estratificación bien perceptible, por lo general más compacto y con gran cantidad de tosca...¹, que aflora formando las restingas de las playas del Río de la Plata. Contiene abundantes restos de mamíferos fósiles —entre los cuales se destaca el género *Tyotherium*— y su espesor sería de 10 a 12 metros. Según Ameghino, estaría separado del Bonaerense por una discordancia erosiva. Frenguelli (1957, p. 90) señala que los sedimentos del Ensenadense superior están formados por un loess más fino y compacto que el del Bonaerense. En este nivel del Pampeano se fundaron las obras de los puentes de Buenos Aires y La Plata.
- 4) Inter-ensenadense, “capa marina margosa, de color verdoso, de uno a dos metros de espesor” rico en restos de conchas marinas mal conservadas. Se encuentra a unos 85 metros debajo del nivel de la terraza baja (Frenguelli, 1957) y afloraría en bajantes excepcionales del río (Rusconi, 1932). En Puerto Nuevo estaría superpuesta a una capa de arena micácea (Rusconi, 1938).
- 5) Ensenadense basal, “más compacto que el cuspidal; también encierra una rica fauna de mamíferos. Su espesor sería de 8 a 10 metros y descende de 12 a 15 metros debajo del nivel del Río de la Plata”. Este es también considerado un sedimento de tipo loésico, muy poco estratificado y textura uniforme (Rusconi, 1938) con “capas irregulares, lenticulares e imbricadas, are-

nosas, arcillosas o conglomerádicas” (Frenguelli, 1957, p. 40).

- 6) Pre-ensenadense —que reposa en las arenas de la formación “Araucana” (“Puelchense”)— tiene, según Ameghino, una serie de capas de un aspecto y una naturaleza por completo diferentes del resto de la formación. Son capas poco espesas, pero bien delimitadas, de arena, de marga verdosa y de arcilla gris, que alternan sin orden alguno fijo... “La arena es cuarzosa, muy pura...” El espesor, según Ameghino, sería de “8 y 12 y hasta 15 metros”, variando de acuerdo con “la irregularidad de la superficie de la formación araucana”. De la parte superior del Pre-ensenadense, aflorante en la excavación para el dique de carena de Puerto Nuevo, procede la discutida calota craneana del *Diprothomo platensis*, que Ameghino interpretó como perteneciente a un antecesor del hombre.

En otras partes de la Pampa, Ameghino colocó debajo del Pre-ensenadense el “piso” Chapadmalense, cuya localidad tipo está al sur de Mar del Plata, y que según aquel autor habría desaparecido por erosión del área del Río de la Plata. Frenguelli (1937) propuso unir los estratos del Pre-ensenadense al Ensenadense, y después (1957) sugirió además que la base de dichos estratos podrían corresponder al Chapadmalense. Otros autores hacen llegar el Pampeano hasta la base del Ensenadense, y ubican el Pre-ensenadense (y Chapadmalense) en el Plioceno. El contacto Pre-ensenadense-Puelchense es ordinariamente interpretado como una discordancia erosiva.

El Pospampeano se apoya sobre una superficie de erosión que alcanzaría en partes hasta el Ensenadense. Siempre según las ideas corrientes, el Pospampeano es dividido en varios “pisos” (?), el más antiguo de los cuales es

¹ Las frases entre comillas, excepto donde se aclara su fuente, son transcripciones textuales de Ameghino (1909).

el Lujanense, que ocupa los tramos inferiores de los ríos del litoral bonaerense. En el área de la Capital los sedimentos del Lujanense —limos arcillosos de tonos verdosos— aflorarían en el cauce del Riachuelo. El Lujanense contiene los últimos restos de la fauna extinguida del Cuaternario, razón por la cual Ameghino colocó estos depósitos en el Pampeano, pero la generalidad de los autores lo ubica en el Pospampeano.

Al Lujanense sigue hacia arriba —siempre según el esquema de Ameghino— el Querandinense, representado por arenas y arcillas verdes oscuras con conchillas que constituyen el subsuelo de la planicie costera. También formaría parte del Querandinense un delgado banco de conchilla que se superpone al Lujanense, en el valle inferior del río Matanza (Riachuelo) y que se habría depositado por una expansión del estuario (“transgresión querandina”, Ameghino). Según Frenguelli (1950, p. 63), el Querandinense representaría una facies lateral de la parte superior del Lujanense¹.

Sobre el Querandinense en la zona de ribera y sobre el Lujanense en los ríos tributarios, se ubica a otro “piso”, el Platense, cuyos sedimentos, según el concepto corriente (Frenguelli, 1957), representarían la fase regresiva tanto de la invasión querandina como de la deposición palustre lujanense, y consisten, en el primer caso, de cordones, litorales de conchilla, y en el segundo, de una delgada capa tripolácea.

Finalmente, Ameghino creó el piso Aimarense para los suelos recientes y antiguos formados sobre todas las restantes formaciones.

En cuanto al origen de la formación Pampeana, el consenso es que los limos

son esencialmente de formación eólica (loess) en la parte superior, y predominantemente fluviales y lacustres en la parte inferior. La tesis del origen eólico del loess fue propuesta por Bravard en 1857, pero rechazada por los investigadores que le siguieron (D’Orbigny, Darwin, Doering, Burmeister, etc.). Ameghino, si bien compartió la opinión de Burmeister de que la formación Pampeana es de origen fluvial, alcanzó a intuir la respuesta correcta del problema al señalar que la hipótesis de Bravard “quizá contenga más de cierto que lo que algunos suponen” (Ameghino, 1881).

Posteriormente, sobre todo a raíz de la difusión de los trabajos de Richthofen sobre el loess de la China, se generalizó la idea del transporte eólico como agente principal de la formación del loess pampeano (ver, p. ej., Frenguelli, 1950).

MÉTODOS DE TRABAJO

Para este trabajo se analizaron cuarenta perfiles; de ellos solamente tres (loc. 2, 3 y 4) no alcanzan la base de la formación. Las muestras, obtenidas de los archivos de las reparticiones que se mencionan abajo, fueron recobradas en su mayoría con cuchara; por lo tanto, son fragmentarias y no permiten un estudio adecuado de sus estructuras. El espaciado de las muestras es irregular, con excepción de algunas perforaciones (localidades 1 y 28) en que el muestreo es a cada metro o menos. La imperfección del muestreo fue compensado en algunos lugares por la existencia de dos o más pozos vecinos. Veintiuno de los sondeos pertenecen al Instituto Nacional de Geología y Minería (antes Dirección General de Minas y Geología, Dirección Nacional de Minería, etc.), quince por Obras Sanitarias de la Nación, y los restantes por entidades privadas (cuadro I).

Prácticamente todas las muestras fueron observadas en grano suelto bajo el

¹ Ejemplo característico de confusión en el uso de terminología estratigráfica: un “piso”, que sería facies lateral de otro “piso”. La confusión entre piso y formación es evidente. Otros ejemplos serán tratados más adelante.

CUADRO I

Lista de localidades estudiadas

A. *Area de Capital Federal y zona oeste*

1. Avenida del Libertador y Esmeralda (Edificio Peugeot). Cota aprox., 7 m. (Dr. H. Rimoldi).
2. Bartolomé Mitre y Reconquista (Edificio Banco de Londres). Cota aprox., 16,2 m.
3. Diagonal Sur y Alsina (Edificio Secretaría Industria y Comercio). Cota, 19,5 m.
4. Avenida Pueyrredón y Sarmiento (I. N. G. M., C. F., N° 157). Cota, 16,5 m.
5. Parque Centenario (Museo Argentino Bernardino Rivadavia I. N. G. M., 158, N° 1). Cota, 17,5 m.
6. Facultad de Agronomía (I. N. G. M., Chacarita, N° 1). Cota, 21,0 m.
7. La Tablada (I. N. G. M., L. T., N° 1). Cota, 26,6 m.
8. Campo de Mayo (I. N. G. M., Campo de Mayo). Cota, 23,9 m.
9. Open Door (I. N. G. M., O. D., N° 2). Cota, 33,6 m.
10. Cañuelas (I. N. G. M., Riachuelo, N° 6). Cota, 31,2 m.

B. *Area Suburbana Sur*

11. Bustamante y Nazar, Gerli (O. S. N., C. F., N° 157). Cota, 5,0 m.
12. Margarita Weil y General O'Higgins, Lanús (O. S. N., Lanús, N° 42). Cota, 8,0 m.
13. General Dehesa y Albarracín, Lanús (O. S. N., Lanús, N° 45). Cota, 9,0 m.
14. Las Piedras y Posadas, Lanús (O. S. N., Lanús, N° 47). Cota, 8,0 m.
15. América del Norte y Margarita Weil, Lanús (O. S. N., Lanús, N° 48). Cota, 7,5 m.
16. De la Cruz y Morón, Lanús (O. S. N., Lanús, N° 50). Cota aprox., 8,0 m.
17. Vélez Sársfield entre Cerrito y Lamadrid, Lomas de Zamora (O. S. N., Lomas de Zamora, N° 45). Cota 17,0 m.
18. Las Heras y Castro, Lomas de Zamora (O. S. N., L. de Z., N° 47 b). Cota, 17,0 m.
19. Vieytes y French, Lomas de Zamora (O. S. N., L. de Z., N° 47 c). Cota aprox., 17,0 m.
20. Hornos y Pueyrredón, Lomas de Zamora (O. S. N., L. de Z., N° 49 bis). Cota, 17,0 m.
21. Gorriti y España, Lomas de Zamora (O. S. N., L. de Z., N° 50). Cota aprox., 17,0 m.
22. Sáenz y Gral. Alvear, Lomas de Zamora (O. S. N., L. de Z., N° 51). Cota aprox., 17,0 m.
23. Bartolomé Mitre y Achupallas, Almirante Brown (O. S. N., A. B., N° 15). Cota, 23,0 m.

C. *Planicie costera y valle del Riachuelo*

24. Canal Santo Domingo, Villa Domínico (I. N. G. M.). Cota, 2,3 m.
25. Sarandí (I. N. G. M.). Cota aprox., 3,0 m.
26. Dock Sur (I. N. G. M., Dock Sur, N° 6). Cota, 2,4 m.
27. Dock Sur (I. N. G. M., D. S., N° 7). Cota, 1,25 m.
28. Arroyo Zanjón (A° el Gato), Ensenada. Cota, 2,3 m. (Ings. A. Bolognesi y O. Moretto).
29. Dolores (I. N. G. M.). Cota, 9,2 m.
30. Isla Maciel (I. N. G. M., Isla Maciel, N° 6). Cota, 1,8 m.
31. Isla Maciel (I. N. G. M., I. M., N° 7). Cota, 1,8 m.
32. Puente Alsina (I. N. G. M., Riachuelo, N° 2). Cota, 4 m.
33. Calle Culpina, Vivero (I. N. G. M., Riachuelo, N° 1). Cota, 5,3 m.
34. Polvorines de la Acería, A° Cildáñez y Riachuelo (I. N. G. M., Capital Federal, N° 159). Cota, 5,5 m.
35. Idem (I. N. G. M., C. F., N° 161).
36. Puente de la Noria (I. N. G. M., Riachuelo, N° 3). Cota, 7,5 m.

D. *Area Norte*

37. Roque Sáenz Peña y Crisol, San Fernando (O. S. N., S. F., N° 17). Cota, 17,5 m.
38. Lima (I. N. G. M., Lima, N° 4). Cota, 21,6 m.
39. Fábrica Dálmine, Zárate (I. N. G. M.). Cota, 10,5 m.
40. Delta, Campana (I. N. G. M.). Cota aprox., 2 m.

I. N. G. M. : Instituto Nacional de Geología y Minería

O. S. N. : Obras Sanitarias de la Nación

microscopio petrográfico, para una determinación cualitativa de sus componentes minerales y su textura. Algunas de las muestras fueron analizadas químicamente (cuadro II). El contenido de vidrio volcánico fue estimado por recuento expeditivo, y se tomó nota de la abundancia relativa de los demás componentes. En algunos perfiles se realizó una medición más precisa sobre fracciones tamizadas, para determinar la variabilidad vertical de la frecuencia de los componentes minerales más importantes (cuadro III).

El análisis de la fracción arcilla por rayos X fue realizado sobre prácticamente todas las muestras de los cuarenta perfiles, o sea un total de unos 700 análisis. Los registros obtenidos permiten determinar la composición semi-cuantitativa de la arcilla, y en particular detectar los cambios verticales de composición. Además se pudo determinar en forma cualitativa el grado de cristalinidad y/o dispersión, así como la presencia de contaminantes, elementos de juicio interesantes con relación a su origen.

FISIOGRAFIA

La región de la llanura pampeana abarcada por este estudio (fig. 1) comprende tres unidades geomorfológicas: la terraza alta, la terraza baja de la planicie costera, y el plano aluvial de los tributarios de los ríos Paraná y del Plata, de los cuales el principal es el río Matanza inferior o Riachuelo. La superficie de la terraza alta es suavemente ondulada a causa de la disección fluvial, controlada por dos colectores principales, que son los ríos Matanza y Reconquista. Estos colectores constituyen un drenaje puramente litoral, cuyas nacientes se hallan solamente a unos 80 km de la costa y cuyo gradiente medio es de menos de 0,5 por 1.000. El gradiente medio de la Pampa, de unos 0,25 por 1.000, aumenta a 0,33 en los últimos 30 km próximos a la costa,

medido sobre el interfluvio entre aquellos dos colectores. El borde de la terraza, que se levanta aproximadamente a 20 metros sobre el nivel del mar, corre muy cerca de la costa en el sector norte, entre San Fernando y la Capital Federal, donde la barranca es relativamente pronunciada. Hacia el sur, ésta se atenúa y aleja hasta varios kilómetros de la ribera, a la altura del arroyo Maldonado, para aproximarse nuevamente entre el barrio Norte y Parque Lezama, a partir del cual se adentra nuevamente, bordeando la cuenca del Riachuelo. Al sur de este curso el borde de terraza vuelve a definirse desde la altura de Don Bosco hasta La Plata, siguiendo una línea recta muy próxima a las vías del F. C. G. Roca que unen a ambas capitales. Este escalón está cortado por varios cauces afluentes del Río de la Plata (nueve entre ambas ciudades), cuya erosión ha rebajado la terraza en varios metros, por lo cual la cota de los 20 metros se encuentra retirada a unos 5 kilómetros de la costa.

La planicie costera es muy estrecha en el sector norte, donde en partes no alcanza a 200 metros, pero se ensancha al sur del Riachuelo, especialmente desde Berazategui hasta La Plata, donde la anchura de la planicie crece de 2 a 10 km. Al sur de La Plata la terraza retrocede aún más y se desdibuja. La planicie costera es extremadamente plana, con una altura media entre 2 y 3 metros sobre el nivel del río de la Plata. El drenaje es muy pobre, la napa freática está muy superficial y los suelos son en mayor o menor grado alcalinos.

La planicie aluvial del río Matanza comienza a tomar desarrollo a la altura de Ezeiza y alcanza hasta cerca de 4 kilómetros de ancho en el tramo rectificado del Riachuelo. De un nivel sumamente parejo, la planicie descende desde unos 7 metros en aquel lugar hasta empalmar con la planicie costera. El cauce del río Matanza, cuya anchu-

ra es del orden de los 20 metros en la parte no rectificada, forma barrancas que, en el tramo considerado, varían entre 2 y 4 metros de altura.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS SEDIMENTOS

NOMENCLATURA

Antes de entrar en materia conviene aclarar algunas cuestiones de nomenclatura que han sido planteadas explícita o implícitamente en la literatura sobre los sedimentos pampeanos.

Una de estas cuestiones se refiere al uso de los términos "loess" y "limo" (Frenguelli, 1925). La aplicación del término loess a sedimentos del Pampeano superior está muy generalizada pero, sin embargo, ha habido reparos de parte de algunos geólogos que consideran que los sedimentos pampeanos se diferencian en algunos aspectos importantes de los loesses del hemisferio norte. Este problema de terminología no tiene una solución simple, por la sencilla razón de que no hay un completo consenso respecto a la definición de loess, particularmente en cuanto a si en ésta debe o no incluirse el factor genético. Es cierto que la generalidad de los geólogos consideran al loess como un depósito eólico, pero hay quienes proponen otros orígenes, con respecto, al menos, al loess de ciertas regiones. La definición ideal de una roca es aquella que incluye únicamente elementos objetivos que puedan ser descriptos sin ambigüedad, pero siempre que estos elementos descriptivos hayan sido seleccionados de modo que reflejen condiciones genéticas y no meramente aspectos circunstanciales o triviales. El criterio genético no entraría, pues, explícitamente en la definición, pero debe estar implícito en ella. En la práctica, sin embargo, esto no es siempre posible, debido a que muchos caracteres descriptivos, tomados aisla-

damente, no son genéticamente inequívocos. El origen del sedimento, en estos casos, sólo puede ser deducido del análisis de un número relativamente elevado de características, todas las cuales no podrían entrar, por razones prácticas, en la definición. A veces es aceptable que bajo un mismo término se incluya rocas de distinto origen (como en la definición de granito, por ejemplo), pero ello es conveniente únicamente cuando no hay forma objetiva de discernir su origen con cierto grado de certeza. En el caso del loess esta situación de incertidumbre en general no se presenta si se considera el cuadro general en sus aspectos sedimentológicos, morfológicos, climáticos, etc. Como, por otra parte, el problema de su génesis es tan importante para la interpretación de la historia geológica del área en cuestión, llegamos a la conclusión de que resulta conveniente incluir en su definición el criterio genético. Por ello adherimos a la segunda acepción de "loess" dada por el Diccionario de Términos Geológicos del American Geological Institute (1957), que dice así (en nuestra traducción): "un sedimento, comúnmente sin estratificación ni consolidación, compuesto predominantemente de partículas de tamaño limo, ordinariamente con arcilla y arena accesoria, depositado principalmente por el viento". Con ello nos apartamos algo de la definición dada por González Bonorino y Teruggi (1952) en su "Léxico Sedimentológico", en la cual el aspecto genético quedaba excluido como condición necesaria. En este "Léxico" se hace referencia al loess pampeano como "sedimento loessoide" —o sea, un pseudo loess— expresando así la duda de sus autores sobre el uso del término loess para un sedimento cuya composición mineralógica —sobre todo por el predominio de material piroclástico y/o feldespatos— se aparte tan radicalmente del loess clásico. Sin embargo —como se verá en el curso de este estudio, y como lo demostraron

antes los análisis publicados por Terruggi y sus colaboradores (1957)— la proporción de vidrio volcánico varía dentro de límites muy amplios en el Pampeano, y en muchos niveles es un componente subordinado. Por otra parte, hay motivos para creer (como se explicará más adelante) que el vidrio volcánico ha sido transportado de manera análoga a la del polvo eólico que formó los depósitos típicos de loess. Por todo ello creemos ahora que no hay razones suficientes para no aplicar el nombre de loess a los sedimentos del Pampeano que han venido siendo llamados de esa manera por la generalidad de los autores¹. A una conclusión similar había llegado ya Frenguelli tiempo atrás, quien señaló las diferencias y analogías entre el loess pampeano y el del hemisferio norte (Frenguelli, 1925). Este autor reconoció la relativa escasez del cuarzo en el sedimento de la Pampa, aunque resulta exagerada su afirmación de que este mineral es “escaso o raro y debe considerarse como elemento accesorio” (Frenguelli, 1925, p. 7).

Un tercer carácter diferencial indicado por Frenguelli es la presencia en nuestro loess de “materiales derivados de un intenso proceso de descomposición hidrolítica” (Frenguelli, 1925, p. 7). Este carácter es también corroborado por el presente estudio, prescindiendo del hecho que este autor, siguiendo la creencia predominante hasta la década del veinte, atribuyó carácter amorfo a estos materiales hidrolizados, sin reconocer su carácter arcilloso cristalino. No puede ser aceptada, en cambio, la cuarta propiedad distintiva atribuida al loess pampeano por el mismo autor, o sea su carácter “sublaterítico”, basado en la supuesta presencia de abundante “hidrargillita”. Nues-

tros análisis no han registrado componente alguno de este tipo. De todas maneras, la conclusión a que llega Frenguelli en el sentido de que las diferencias apuntadas entre los loesses del hemisferio norte y el loess pampeano no son suficientes para contrapesar sus semejanzas, nos parece perfectamente válida.

Otra cuestión de terminología que se plantea es con relación al distingo entre “loess” y “limos”, que hace el propio Frenguelli en el trabajo arriba citado. Este autor da a la palabra limo un sentido genético, atribuyéndole naturaleza fluvial. Tal acepción no puede ser aplicada en este trabajo, pues en la mayoría de las muestras resulta imposible establecer con certeza el momento de deposición de los sedimentos. Si usáramos la nomenclatura propuesta por aquel autor, no dispondríamos de un término para designar en forma genérica a la gran mayoría de los sedimentos del Pampeano, sin presuponer su origen. Por esa razón emplearemos la palabra “limo” para referirnos en forma general a los sedimentos inconsolidados en cuya composición granulométrica predomina la fracción limo. Cuando deseamos referirnos al limo en el sentido que le da Frenguelli, utilizaremos la expresión “limo fluvial”.

Los sedimentos finos del Cuaternario son inconsolidados y, por lo tanto, les corresponden los nombres de limo y arcilla; limolita y arcilita deben ser reservados para sedimentos que han experimentado un visible endurecimiento por diagénesis. Hay que tener en cuenta que por su tipo de empaquetamiento— que a su vez depende de las dimensiones y forma de las partículas—, las arcillas nunca —y los limos rara vez— poseen una textura suelta, aun sin diagénesis, de manera que este carácter no puede ser usado en el mismo sentido que se emplea para distinguir la arena de la arenisca. Con respecto

¹ Los primeros que aplicaron el término “loess” a los sedimentos pampeanos fueron Heusser y Claraz, en 1864 (ver Frenguelli, 1925).

a estos dos últimos términos, son empleados en este trabajo con los sentidos siguientes: arenisca es una psamita con cohesión suficiente para mantener su agregación en cortes verticales o en fragmentos, mientras que la arena se disgrega espontáneamente al extraerse la muestra.

LITOLOGÍA GENERAL

Pampeano

Los sedimentos de la formación Pampeano del área de la Capital Federal son predominantemente limos más o menos arcillosos y/o arenosos, areniscas limosas de grano muy fino, y arcillas más o menos limosas. El color dominante es gris claro, frecuentemente con tinte castaño; algunas capas arcillosas son verdosas. Excepto las partes cementadas por carbono de calcio, los sedimentos son friables, disgregándose con relativa facilidad a la presión de los dedos, aunque los más arcillosos ofrecen cierta resistencia.

Cuando se observa con lupa los limos y limos arenosos, el contraste entre clastos y matrix aparece poco marcado debido a que una parte considerable de los clastos son cristales o litoclastos alterados y por tanto poseen superficies terrosas, carentes de brillo, y además porque muchos de los cristaloclastos están tapizados por una película de arcilla. Cuando hay granos redondeados de arena, como en muchos limos arenosos de la parte inferior del Pampeano, ellos se destacan de la matrix de limo y arcilla.

La estratificación —tal como se la observa en las excavaciones, que a lo sumo exponen no más de la mitad superior de la formación— está en general poco desarrollada, pero ella se hace más marcada en la parte inferior. La tosca, o partes más o menos estratiformes cementadas por CO_3Ca , se presenta en casi todo el espesor de la formación, pero especialmente en los ni-

veles medios y superiores, sea en forma de nódulos, concreciones irregulares (“muñecos”) o mantos horizontales|

El Pampeano es una formación monótona en la que resulta difícil reconocer sedimentos litológicamente distintivos. Dentro de esta homogeneidad haremos mención, sin embargo, de algunos de los tipos litológicos más comunes, advirtiendo desde ya que entre unos y otros hay una gama completa de variedades intermedias.

Entre los limos loésicos, característicos sobre todo del Pampeano superior, hay dos variedades comunes que pueden ser consideradas como los miembros extremos de ese conjunto de sedimentos. Uno de ellos es un loess arcilloso (lám. I, fig. 1) de color gris castaño (10YR7/2)¹, moderadamente compacto, pues se disgrega con cierta dificultad entre los dedos, originando pequeños terrones groseramente prismáticos o paralelepípedicos; posee fractura irregular, con numerosos canalículos de raicillas, y manchas pequeñas de vivianita y óxidos de manganeso, que tapizan fisuras virtuales. La otra variedad de loess (lám. I, figs. 2, 3, 4) es mucho más friable que el anterior y de color gris castaño (10YR7/3)¹; se deshace en fragmentos de superficies lisas y aristas redondeadas que se disgregan fácilmente bajo la presión de los dedos. Una variedad más fina de este loess es la que corresponde a la figura 1, lámina II. Más adelante veremos que la composición de esta variedad friable de loess varía dentro de amplios límites, en cuanto a la proporción de vidrio volcánico. Entre estos dos tipos de sedimento, que llamaremos respectivamente loess arcilloso y loess limoarenoso, hay una gama continua determinada por la variación en la proporción relativa de clastos y matrix arcillosa. Las otras propiedades: color, friabilidad, textura superficial, etc., son así

¹ Rock Color Chart, National Research Council, U.S.A.

mismo intermedias entre los dos tipos principales. Las propiedades indicadas corresponden al sedimento seco; la humedad cambia visiblemente el color y las propiedades mecánicas.

Otra variedad común de limo, propia especialmente de la parte media e inferior de la formación, es un limo arenoso en que los granos de arena, de diámetro medio aproximado a 0,1 mm, subredondeados, aparecen dispersos en una matrix de limo arcilloso (lám. II, fig. 2).

El grano medio de los limos pampeanos (ver Granometría) corresponde usualmente a limo grueso; abundan los sedimentos cuyo promedio está un poco por encima del límite limo-arena, aunque el aspecto general es de limo. Las areniscas o arenas bien definidas son, en cambio, poco abundantes y se encuentran sobre todo en la base de la formación; se trata generalmente de areniscas muy friables de grano fino a muy fino, con abundante matrix limosa que les proporciona la escasa coherencia que poseen (lám. I, fig. 3). Una variedad común de areniscas, que se presenta en muchos perfiles como transición con las arenas infrapuestas a la caracteriza por ser algo micácea y de formación (Arenas Puelches), se carente ferruginoso manchado, y poseer laminación entrecruzada.

Las arcillas de la formación Pampeana son abundantes en ciertas localidades —por ejemplo, Lomas de Zamora— y generalmente en su parte inferior; la variedad más típica está representada por una arcilla algo limosa de color gris verdoso, relativamente compacta pero muy plástica cuando húmeda, que contiene pequeños (< 1 cm) nódulos blanquecinos de carbonato de calcio.

La textura microscópica de los sedimentos pampeanos se caracteriza por la presencia de clastos en una matrix arcillosa cuya proporción va desde escasa, como en ciertos loesses piroclásticos

(lám. I, fig. 2), hasta constituir la casi totalidad del sedimento. Los clastos son generalmente angulosos, excepto ciertos clastos de arena fina que se encuentran en muchos limos arenosos mencionados arriba, los que muestran claras señales de redondeamiento (lám. II, fig. 2).

Como ha sido señalado por otros autores (Frenguelli, 1925; Teruggi, 1955, 1957; Teruggi, Etchichury y Remiro, 1957), la mineralogía del loess pampeano es muy distinta a la de los loesses de otras regiones. Dicha composición es más o menos común a todos los limos de la formación, pero hay, como se verá más adelante, diferencias cuantitativas importantes.

Los componentes de los limos y limos loésicos pampeanos se pueden dividir en seis grupos: 1) cristaloclastos; 2) vitroclastos; 3) fragmentos líticos, especialmente pasta volcánica alterada; 4) componentes de origen orgánico; 5) matrix arcillosa y 6) componentes epigénicos, particularmente cemento calcáreo y nódulos manganésicos. En términos generales, los componentes 1 y 3 son de abundancia similar, mientras que el vidrio volcánico varía dentro de amplios límites, desde casi nada hasta más del 50 por ciento. Dentro del grupo 1, los feldespatos (que comprenden plagioclasa cálcica y media y feldespatos alcalino) son por lo menos tan abundantes como el cuarzo, excepto en los niveles inferiores donde este último predomina francamente.

El contenido de minerales pesados es escaso, generalmente menor de 1 %, y la asociación es esencialmente volcánica, con predominio de piriboles y óxidos de hierro.

Los resultados de nuestro estudio sobre la mineralogía del Pampeano del área de Buenos Aires concuerdan en lo esencial con los obtenidos por Teruggi, Etchichury y Remiro (1957) sobre los sedimentos de las barrancas de Mar del Plata y Miramar.

Pospampeano

Los sedimentos pospampeanos del área estudiada son predominantemente areniscas muy finas, arcillosas, y limos arenosos arcillosos cuya mineralogía es muy similar a la del Pampeano, pero que se diferencian sobre todo por sus tonalidades grises verdosas, en contraste con el color gris claro a gris castaño claro propio de esta segunda formación. En el Pospampeano del área estudiada faltan los sedimentos eólicos; las areniscas y limos son fluviales y palustres, lo cual se refleja en una selección de grano algo mayor y en estratificación laminada más frecuente. En los perfiles del valle del Riachuelo, sin embargo, el pasaje de Pospampeano a Pampeano se realiza sin un cambio apreciable de composición o textura. El tono verdoso característica del Pospampeano es, como se verá más adelante, esencialmente primario, y atribuible a una mayor relación plagioclasa/agregados arcillosos en comparación con el Pampeano. Una peculiaridad de las areniscas y limos pospampeanos es su alto índice de plasticidad, atribuible a la naturaleza montmorillonítica de la matrix arcillosa (ver más adelante).

También se encuentran arcillas, sumamente plásticas, generalmente conteniendo materia orgánica. Estas arcillas se encuentran sobre todo formando una capa delgada superficial. Hay también en el Pospampeano frecuentes niveles con restos de bivalvos de agua dulce o salobre, y otros con fragmentos de vegetales carbonizados.

MINERALOGÍA GENERAL

Cristaloclastos

Cuarzo. La abundancia del cuarzo está generalmente en relación con el tamaño del grano del sedimento o de la fracción granométrica considerada, además de la posición estratigráfica (ver

más adelante). En un mismo limo, las fracciones más gruesas son más ricas en cuarzo. También el redondeamiento es mayor en los granos mayores; muchos de los clastos de tamaño arena son subredondeados (lám. I, fig. 7). Una parte del cuarzo muestra características propias de las rocas metamórficas de mediano o alto grado: extinción ondulada, láminas de deformación, inclusiones pulverulentas y aciculares, etc.; otros granos, en cambio, son límpidos y proceden aparentemente de rocas volcánicas ácidas. Una característica casi exclusiva del cuarzo es que sus granos están generalmente recubiertos total o parcialmente por una película delgadísima de arcilla orientada (lám. II, b).

Plagioclasa. — Este mineral se presenta en dos variedades: la más abundante es una labrador-andesina de composición variable entre 43 y 57 por ciento de anortita (promedio de once mediciones: An 51), con frecuencia idiomorfa (tabular), zonal (lam. III, c), y de origen claramente volcánico; algunos individuos muestran restos de pasta basáltica adherida. La otra variedad tiene una composición bastante constante de An 35; no presenta idiomorfismo ni zonalidad. Todos los fragmentos de plagioclasa son límpidos; los clastos mayores, especialmente los de plagioclasa cálcica, son más o menos redondeados (lám. II, fig. 2; lámina III, c). La variedad más cálcica de plagioclasa es alrededor de 10 veces más abundante que la sódica.

Feldespatos alcalinos. — La mayoría de los clastos de feldespato se encuentran alterados (lám. III, c) y por ello es usualmente difícil o imposible diferenciar entre las fases potásica y sódica. Entre los granos frescos, la mayoría son de microclino, algunos de sanidina u ortoclasa. Muchos granos están tan alterados que su identificación está fundada solamente en su parecido con granos que muestran estados intermedios

de descomposición, en los que aún se reconocen áreas del mineral original. La alteración, de carácter esencialmente arcillosa, es homogénea en algunos casos (lo cual es típico de los feldespatos potásicos), en otros heterogénea (propio de las plagioclasas). Digno de mención también es el hecho que algunos granos de feldespato presentan corrosión superficial.

La mayor parte del feldespato potásico es aparentemente de origen volcánico; la medición de 2V en tres muestras de niveles diferentes en un perfil de la Capital Federal (loc. 3) arrojó, en un total de once mediciones, valores entre 30° y 73° (promedio 58°). También se halló ocasionalmente individuos de sanidina, 2V ca. 0°.

Hornblenda. — La hornblenda es un componente común, aunque no abundante, de los sedimentos cuaternarios. Se encuentra en las variedades parda y verde, predominando una u otra según los niveles. También se encuentra, ocasionalmente, granos de oxihornblenda. Los granos muestran con frecuencia hábito prismático, pero algunos granos son subredondeados (lám. III, a). No hay señales de sobrecrecimiento secundario ni de alteración, pero en algunos granos se nota corrosión sobre las superficies basales.

Piroxenos. — Este mineral es, en general, mucho menos abundante que el anfíbol. El clinopiroxeno predomina en razón de aproximadamente diez a uno sobre el ortopiroxeno. El primero es una augita común, generalmente subredondeada, de hábito no muy definido pero con tendencia a prismático. El ortopiroxeno —hipersteno, menos comúnmente enstatita— es casi siempre prismático y en la mayoría de los casos presenta corrosión de los extremos —“diente de perro”—en algunos granos muy avanzada (lám. III; comp. Teruggi et al. 1957, fig. 7). Señales de corrosión son comunes también sobre

las superficies prismáticas de los clinopiroxenos.

Micas. — Moscovita y biotita son escasos en estos sedimentos, excepto en ciertos niveles arenosos de la sección inferior del perfil. Muchas de las láminas de biotita tienen contornos redondeados.

Zircón. — Muy escaso, se presenta en cristales subangulosos a cuedrales.

Apatita. — Este fosfato es característico por presentarse en granos muy redondeados.

Granate. — Irregular, algunos granos con señales de corrosión en planos cristalográficos.

Minerales opacos. — Estos constituyen usualmente la mitad de la totalidad de los minerales pesados. De ellos, menos de 20 por ciento son magnetita, el resto de hematita e hidróxidos de hierro. En las fracciones de tamaño arena, los granos son redondeados o subredondeados.

Vitroclastos

Como señalamos arriba, las trizas de vidrio constituyen un componente preponderante en muchos de los sedimentos pampeanos, pero al mismo tiempo su proporción es muy variable. La forma y tamaño de los vitroclastos (lám. III, a) es variada; en la mayoría de los sedimentos ricos en vidrio sus dimensiones exceden al tamaño medio de los clastos no volcánicos, pero en otros (particularmente en ciertos sedimentos retransportados del área sur) se presenta en forma de detrito fino que participa de la constitución de la matrix. El vidrio tiene índices de refracción entre 1.492 y 1.503, con un valor modal de 1.495; es casi siempre límpido o incoloro, si bien la presencia de material arcilloso verde-pardusco adherido a la superficie y en los canalículos y vacuo-

las puede ser fácilmente confundido por alteración. Muy ocasionalmente se encuentran trizas de vidrio pardusco.

Litoclastos

Los fragmentos de rocas son elementos cuantitativamente importantes de los sedimentos pampeanos. Consisten esencialmente en fragmentos de rocas volcánicas ácidas o traquíticas, y basaltos (lám. III, *e*). Estos últimos presentan una textura intersertal con microlitas de plagioclasa en una mesostasis opaca ferruginosa, que ocasionalmente incluyen pequeños fenocristales de plagioclasa. Las rocas ácidas más abundantes poseen una textura más confusa; casi siempre están arcillificados y su naturaleza no es claramente discernible. En los fragmentos más frescos se distingue, en algunos, textura felsítica compuesta de cuarzo y feldespato alcalino, y en otros, textura traquítica o pilotáxica.

Sílice orgánica

Los restos silíceos de origen orgánico son componentes comunes en prácticamente todos los sedimentos cuaternarios. Ellos han sido descriptos exhaustivamente por Frenguelli (1930). Las más abundantes son las células silicificadas de gramíneas, y en segundo lugar frústulos de diatomeas (en general fragmentados) y espículas de esponja, en forma de bastones curvos de tamaño relativamente grande. Los dos primeros, más el detrito indiferenciable proveniente de estos mismos elementos u otros, forma parte importante de la matrix en muchos limos.

Las espículas de esponja son características de los limos gruesos y arenas limosas, y están asociadas a un origen fluvial.

Matrix

La matrix es generalmente abundante (lám. I, fig. 1) y de composición ar-

cillosa, aunque incluye también clastos cristalinos, detrito de vidrio volcánico y partículas de sílice orgánica. Al microscopio, la arcilla aparece de color pardusco y birrefringente. Uno de los aspectos más característicos de la arcilla consiste en las películas orientadas que generalmente rodean a los clastos de cuarzo y vidrio (lám. I, fig. 3; lám. III, *b*) o tapizan las paredes de los poros (lám. I, fig. 1). En los sedimentos más arcillosos la matrix tiene áreas de arcilla parcialmente orientada que revelan un cierto grado de migración de ese mineral. Otra señal de reordenamiento en la matrix, visible en muchos cortes microscópicos, consiste en disyunción de pequeños cuerpos esferoidales; en algunos de éstos las superficies de disyunción tienen una película de arcilla orientada. La matrix incluye también agregados que si bien se le asemejan por su composición y textura, se destacan de ella por su tonalidad más oscura o por su textura más confusa, o ambas cosas a la vez. Estos cuerpos representan clastos, sean de feldespatos o de rocas volcánicas, tan alterados que casi se confunden con la matrix. Es muy posible que la mayor parte de la matrix arcillosa de estos sedimentos sea el producto de la redistribución de la arcilla presente en los clastos alterados, los cuales, como resultado de acciones pedogénicas y diagénicas fueron parcialmente desintegrados y la arcilla redistribuida localmente en forma de una matrix relativamente homogénea.

Cuando un limo arcilloso es disgregado para su análisis mecánico, además elementos clásticos discretos, se separan los cristales, vitroclastos y demás agregados arcillosos de tamaños similares a aquéllos, que vendrían a representar tres elementos distintos de la roca: 1) clastos alterados reconocibles como tales; 2) partes de la matrix más coherentes que el resto y que posiblemente sean relictos de clastos alterados

no reconocibles microscópicamente, y 3) nódulos de disyunción de la matrix. Estos últimos son probablemente los menos abundantes, ya que la observación microscópica demuestra que tales cuerpos no se encuentran sino en algunos de los sedimentos y, aun cuando presentes, no abarcan toda el área del corte microscópico.

Minerales de arcilla

En la arcilla de los sedimentos pampeanos hemos encontrado solamente tres especies minerales: illita, montmorillonita y caolinita. Estos minerales se encuentran generalmente mezclados en la fracción arcillosa; illita y caolinita se encuentran siempre presentes en la mezcla, mientras que montmorillonita puede faltar. Para explorar la posible presencia de otros minerales, tales como clorita y vermiculita, se realizaron ensayos esporádicos de tratamiento térmico y glicolación, sin resultados positivos. Durante el tratamiento del sedimento para el análisis, la presencia de montmorillonita en cantidad apreciable se reveló casi siempre en una fácil dispersión de la fracción arcilla, y la deposición sobre el portaobjetos de una película coherente; en cambio, las arcillas illíticas con escaso o nada de mineral expandible dieron suspensiones poco densas y las películas orientadas, poco coherentes, mostraban tendencia a cuartearse al sacarse. Este comportamiento está relacionado con el distinto origen de los minerales de arcilla, puesto que la illita, como se explica en otra parte, se encuentra principalmente en fragmentos alterados de feldespato y pasta volcánica, cuya dispersión es a menudo muy difícil. Esto se demuestra por el hecho que en los registros de difracción de rayos X la arcilla illítica muestra siempre feldespato como contaminante no-arcilloso principal, el cual resulta virtualmente inseparable de la arcilla.

La separación de la fracción arcilla se efectuó dispersando el sedimento en agitador por unos 15 minutos, sin tratamiento previo excepto en sedimentos que por su cementación calcárea o su contenido de electrolitos exigían un lixiviado previo. La porción sobrenadante conteniendo partículas menores de 2 micrones fue centrifugada sobre portaobjetos y secada en baño maría, para el análisis roentgenográfico. El equipo utilizado es un difractómetro Philips (Eindhoven, Holanda). Los registros (fig. 18) se obtuvieron generalmente en las siguientes condiciones: velocidad de goniómetro, 2° (2θ) por minuto; velocidad de papel registrador, 400 mm por hora; factor de escala, 32; constante de tiempo, 4; multiplicador, 1; radiación, $\text{Cu}\alpha$, 36 KV, 20 mA.

De acuerdo con los análisis roentgenográficos y otros, las características principales de los minerales de arcilla de los sedimentos pampeanos son las siguientes.

Illita. — Aun en las fracciones más finas ($< 0,2\mu$, o menos), los registros de illita en película orientada muestran, además de las reflexiones basales, la reflexión 020 de 4,45 Å, debido a orientación imperfecta (ver arriba). Las reflexiones basales son además relativamente poco pronunciadas (fig. 18), especialmente en los sedimentos de la parte superior del Pampeano. El grado de cristalinidad de illita en estos sedimentos parece ser relativamente bajo, pero la falta de liberación completa de los individuos durante la dispersión no permite comparar claramente esta propiedad con la de los otros minerales de arcilla.

La reflexión 001, medida con cuidado en los preparados más puros obtenibles oscila entre 10,0 y 10,3 Å; su perfil muestra con frecuencia una pendiente menor del lado de los menores ángulos de 2θ (fig. 18), lo que indicaría un cierto grado de interestratificación. La glicolación, sin em-

bargo, no produjo efectos perceptibles sobre el perfil de los picos, lo que puede ser atribuido en parte al estado de oclusión de muchas de las cristalitas.

La dificultad de preparar arcillas monominerálicas suficientemente puras hace que los análisis químicos que se encuentran en la literatura sobre los sedimentos y suelos pampeanos no sean dignos de fe; no conocemos ningún caso en que se haya verificado la pureza del material mediante el único método adecuado para ello, o sea la roentgenografía. A fin de subsanar en parte esta carencia de datos hemos obtenido un análisis de una arcilla purificada por fraccionamiento repetido, hasta obtener una fracción menos de 1 micrón, de una muestra del horizonte C de un suelo de la localidad de González Catán, partido de la Matanza, provincia de Buenos Aires. De acuerdo con los datos de rayos X, la fracción analizada posee menos de 5 % de feldespato, como única impureza cristalina registrable. La composición, de acuerdo con el análisis realizado por la Dra. M. L. de Lafaille, del Laboratorio de Análisis de Rocas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) - Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, es la siguiente:

| | |
|--------------------------------------|-------|
| SiO ₂ | 45,32 |
| Al ₂ O ₃ | 20,91 |
| TiO ₂ | 0,79 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,65 |
| FeO..... | 1,19 |
| MnO..... | 0,04 |
| MgO..... | 2,18 |
| CaO..... | 0,99 |
| Na ₂ O..... | 0,59 |
| K ₂ O..... | 1,98 |
| H ₂ O - 300°C..... | 11,76 |
| H ₂ O + 300°C..... | 4,87 |
| P ₂ O ₅ | 0,84 |
| Material orgánico..... | 1,83 |
| Total..... | 99,94 |

Estos datos revelan una illita rica en hierro y magnesio y deficiente en po-

tasio, como correspondería a una arcilla con interestratificación montmorillonítica o clorítica. Como los datos de difracción no revelan un grado de interestratificación apreciable, consideramos que el problema debiera ser examinado más a fondo, sobre la base del análisis de otras muestras.

Montmorillonita. — Este mineral se presenta siempre asociado con caolinita e illita. El pico está bien definido en las arcillas montmorilloníticas de la parte inferior del perfil y del Querandino (fig. 18), pero es difuso donde la arcilla expandible es menos abundante. El espaciado 001 oscila entre 14,8 y 15,4 amstrongs en la mayoría de las muestras (secadas al aire), expandiendo a 17,5 - 18,0 Å con glicerolación, y a 16,0-17,0 con glicolación. La montmorillonita presente en proporción subordinada en las arcillas illíticas reacciona con dificultad a la glicerolación. De acuerdo con algunos análisis sobre muestras aisladas, la montmorillonítica de los sedimentos pampeanos sería dioctaédrica. Es posible que algunas de las arcillas expandibles sean interestratificadas, pero no hay indicio cierto de ello.

Caolinita. — La caolinita de las arcillas montmorilloníticas presentan reflexiones bien netas correspondientes a 7.1 - 7.2 amstrongs (fig. 18). En observaciones al microscopio electrónico de muestras de arcilla de la parte superior del Querandino, se pudo verificar que algunas de las laminillas de caolinita muestran su idiomorfismo característico.

Cemento

Prácticamente, el único material cementante es el carbonato de calcio, que se presenta en forma de agregado microgranular que reemplaza en mayor o menor grado la matrix (lám. II, fig. 9) y aun también a los clastos ma-

yores. El carbonato es, en promedio, poco abundante en los loesses y limos pampeanos (Teruggi, 1955), encontrándose concentrado en los cuerpos lajosos o irregulares (tosca), que serán tratados a continuación.

Cuerpos epigénicos

Las formaciones epigénicas más comunes de los sedimentos pampeanos son la tosca y los nódulos manganésicos. La tosca, o sea la parte del sedimento cementada por carbonato de calcio, varía por su textura desde muy difusa y poco perceptible a muy compacta y definida; y por su forma, desde irregularmente nodular (muñecos) hasta estratiforme. En el área de Buenos Aires la tosca no está tan bien formada como en otras partes de la Pampa, tales como la región sur vecina a las sierras centrales y australes de la provincia de Buenos Aires. Esto se debe, entre otros factores, a la proximidad del basamento y la presencia de rocas calcá-

reas paleozoicas en el subsuelo que nutren a la napa freática de abundante bicarbonato de calcio. La tosca se origina por un proceso de cementación del loess que ha avanzado primero hasta el reemplazo de la matrix (lám. II, fig. 4) y luego hasta el reemplazo parcial de los clastos mayores; el carbonato de calcio ha sido depositado, en opinión del autor, por soluciones vadosas, posiblemente freáticas. Los distintos niveles discontinuos de tosca se han formado, por consiguiente, paralelamente con la agradación de los sedimentos; al sobrevenir el presente período de degradación, ha tenido lugar un cierto grado de eluviación e iluviación, como resultado del cual la parte superior de la tosca más superficial adquirió estructura laminada o lajosa, en contraste con la estructura terrosa que es común en la mayor parte de la tosca de esta región (con excepción de los muñecos o nódulos de carbonato, muchos de los cuales tienen una parte interna compacta y densa).

CUADRO II

Composición química de sedimentos loésicos del Pampeano superior de Buenos Aires (Loc. 3)

| Nivel | m. bajo superficie | 1,5 | 7,0 | 12,5 | 14,0 | 15,0 | 21,0 |
|--|--------------------|--------|-------|--------|--------|--------|------|
| | m. s. n. m. | 17,5 | 12,5 | 6,5 | 5,0 | 4,0 | 2,0 |
| SiO ₂ | 61,99 | 63,93 | 64,04 | 66,35 | 64,52 | 64,12 | |
| Al ₂ O ₃ | 21,63 | 19,64 | 19,25 | 17,70 | 19,37 | 20,36 | |
| Fe total como Fe ₂ O ₃ . . . | 5,38 | 5,67 | 1,80 | 4,67 | 5,21 | 4,05 | |
| MgO | 1,00 | 1,00 | 1,72 | 1,90 | 1,50 | 1,70 | |
| CaO | 2,18 | 1,60 | 2,79 | 1,78 | 2,06 | 1,70 | |
| Na ₂ O | 1,80 | 1,60 | 2,40 | 1,50 | 1,60 | 1,70 | |
| K ₂ O | 2,05 | 2,20 | 2,20 | 2,10 | 2,00 | 2,00 | |
| H ₂ O + | 4,20 | 4,45 | 4,36 | 4,55 | 3,75 | 4,05 | |
| TiO ₂ | n. d. | n. d. | 0,92 | n. d. | n. d. | n. d. | |
| MnO | tr. | tr. | tr. | tr. | tr. | tr. | |
| CO ₂ | 0,11 | — | 0,36 | — | 0,16 | 0,40 | |
| SO ₃ | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | — | |
| Total | 100,35 | 100,12 | 99,88 | 100,59 | 100,23 | 100,08 | |

Analista: G. A. Cetrángolo, del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Ciencias Geológicas, F. C. E. N., U. B. A.

Los nódulos manganésicos miden generalmente no más de 2 mm de diámetro (la mayoría tiene entre $\frac{1}{4}$ y 1 mm) son más o menos esféricos, y se encuentran como constituyentes poco importante, especialmente en el loess arcilloso.

COMPOSICIÓN QUÍMICA

La composición química del loess proveniente de distintos niveles del Pampeano superior de la Capital Federal (localidad 3) aparece en el cuadro II. El cuadro muestra una composición relativamente constante, a pesar de que la composición mineralógica varía apreciablemente, en especial en cuanto al porcentaje de vidrio volcánico. Las muestras 1 y 2 corresponden al loess más o menos arcilloso que, como vimos arriba, constituye los primeros metros del Pampeano, donde el vidrio no excede de 5 % en la fracción 44-88 micrones. La muestra n^o 3, en cambio, procede del loess limoso friable rico en vidrio volcánico (74 % de vitroclastos en la fracción 44-48 micrones) que forma una capa de unos 6 metros de espesor a partir de unos 9 metros de profundidad desde la superficie. En las muestras siguientes el porcentaje de vidrio descende nuevamente, pero aumenta nuevamente en la muestra más profunda (n^o 6), donde sin embargo el porcentaje total de vidrio es relativamente bajo debido a que este sedimento es muy arcilloso.

El loess vitroclástico difiere de los demás en que contiene menos hierro y más sodio, pero no podemos decir cual es el significado de estas diferencias.

GRANOMETRÍA

El análisis mecánico de los sedimentos pampeanos no refleja generalmente su real composición granométrica, debido que, por un lado, parte de la

matrix arcillosa se disgrega en agregados que resisten a la dispersión completa (ver arriba), y por otro, muchos de los clastos están fuertemente arcillificados y, en consecuencia, se dispersan gradualmente durante el tratamiento, incrementando en forma anormal la fracción arcillosa. Puesto que no es posible determinar la importancia absoluta ni relativa de ambos factores, no puede establecerse a priori qué tratamiento es el que conduce a resultados más acordes con la verdadera granometría original del sedimento. El análisis granométrico en corte delgado podría ser quizá preferible al de tamización-sedimentación, pero tropieza asimismo con el inconveniente de que no siempre es posible diferenciar en los cortes microscópicos entre agregados singenéticos (es decir, clastos arcillificados) y epigenéticos (formados durante la diagénesis del sedimento).

Para los análisis que presentamos en la figura 2, se agitó durante 30 minutos cada muestra previamente disgregada y tratada con HCl al 10 %, utilizando hexametáfosfato de sodio como dispersante. Se tamizó primero en húmedo con tamices entre 250 y 44 micrones, completando la tamización en seco. Las fracciones menores de 44 micrones se analizaron por el método de pipeta. En la generalidad de los sedimentos el tamiz de 250 μ no retiene prácticamente nada, con excepción quizá de algunos pequeños nódulos manganésicos, aparte de algunos agregados reacios a la dispersión debido a cementación carbonática.

En la figura 2 presentamos las curvas acumulativas y los parámetros estadísticos fundamentales de dos grupos de muestras. En la figura 2 A las curvas 1 y 2 pertenecen a los dos tipos opuestos de loess descritos en pág. 81, a saber el loess arcilloso y el loess piroclástico, que caracterizan sobre todo al Pampeano superior.

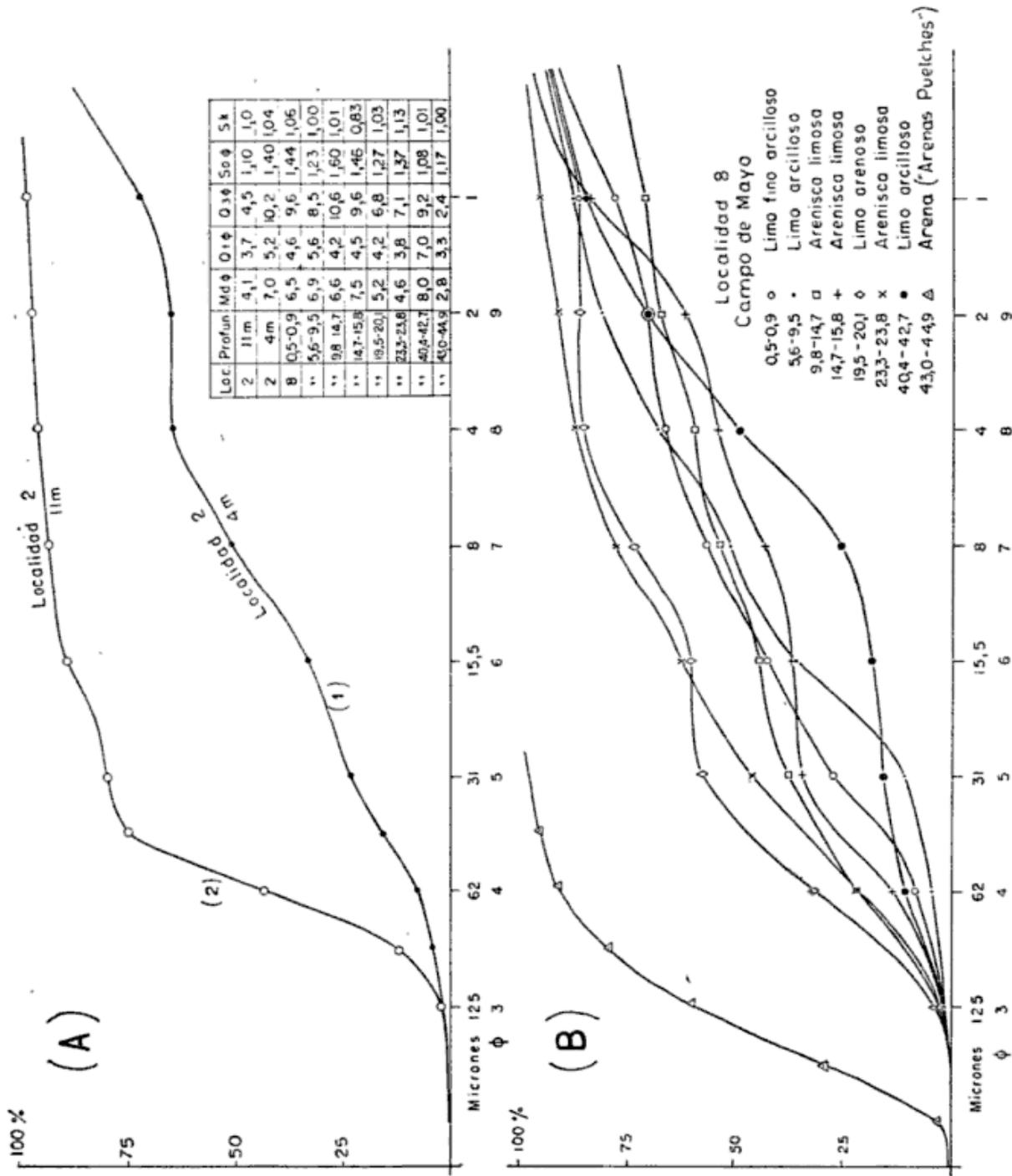


Fig. 2. — Composición granulométrica de algunos sedimentos pampeanos ; A. Curvas acumulativas correspondientes a dos variedades extremas de loess : (1) loess arcilloso ; (2) loess limoarenoso ; B. Curvas acumulativas correspondientes al perfil de localidad 8. Para comparación, se incluye una curva de la arena pre-pampeana infrayacente.

La muestra 1 proviene de la cubierta superficial de loess arcilloso (4 metros de la superficie), y la muestra 2 del manto de loess friable infrayacente (11 metros de la superficie), ambos de la localidad 2 (Bartolomé Mitre y Reconquista).

La curva 1 es polimodal y muestra muy mala selección; hay tres modas que corresponden respectivamente a limo grueso, limo mediano fino —formado sobre todo por agregados arcillosos, y por lo tanto una fracción en parte ficticia— y arcilla, que es muy abundante (35 % menor de 4 micrones). La textura de esta misma roca puede ser observada en el corte microscópico de la lámina I, figura 1.

La curva 2 es unimodal, tiene un coeficiente de selección alto, y es marcadamente asimétrica, como reflejo de la presencia de arcilla como matrix. Debido a las características de la curva, esta asimetría no es acusada por el índice de asimetría cuartil. Las figuras 2 y 3 de la lámina I dan una idea de la textura del sedimento vista al microscopio.

Las restantes curvas (fig. 2 B) corresponden a muestras de distintos niveles del perfil de la localidad 8 (Campo de Mayo), entre las profundidades 0,5 y 45 metros. La mayoría de las curvas son polimodales; el contraste entre la fracción limo y arcilla es muy marcada en algunos de ellos (p. ej., n° 7). En otros, la tenaz agrupación de la arcilla debilita el contraste, dando una proporción de limo mayor a la real.

La curva correspondiente a la muestra más profunda (43,0 - 44,9 m) pertenece a una muestra de la formación Arenas Puelches, situada debajo del Pampeano. Esta muestra es de grano relativamente fino en comparación con la generalidad de las arenas de esa formación, cuya moda cae usualmente en la cercanía del límite 0,5 mm.

ESTRATIGRAFIA GENERAL

CIUDAD DE BUENOS AIRES Y ÁREA SUBURBANA OESTE

Generalidades

Gracias a las grandes excavaciones para la construcción del puerto y otras obras de ingeniería, el perfil del Cuaternario de la Capital Federal ha sido mejor estudiado que el otras partes de la llanura pampeana, con excepción quizá del expuesto en el litoral atlántico sur. A pesar de ello faltan estudios sistemáticos que permitan establecer las variaciones laterales y verticales de los distintos miembros y horizontes de la sección.

Para el presente trabajo hemos utilizado las muestras de ocho perforaciones y dos excavaciones profundas, situadas sobre la terraza alta de la ciudad y su extensión hacia el oeste (cuadro 1, localidad 1-10; fig. 1) a las que hay que agregar el sondeo Palermo n° 10 en la vecindad de la plaza Italia (Sociedad Rural) que fue estudiada anteriormente (González Bonorino y Cetrángolo, 1962). Además, hemos tratado en lo posible de utilizar las observaciones registradas por otros autores sobre excavaciones antiguas, que si bien son en su mayoría muy poco explícitas, están en ciertos casos —como por ejemplo en Rusconi, 1938— acompañadas de ilustraciones de cierta utilidad. Las localidades estudiadas se extienden desde el borde inferior de la terraza alta a la altura de Retiro (localidad 1) hasta Open Door (Luján) y Cañuelas.

El espesor de la formación Pampeana atravesada por las perforaciones y medida entre la superficie y las Arenas Puelches infrayacentes oscila entre 27 y 44 metros, dependiendo no solamente del grado de erosión del terreno sino también de la cota de la base de la formación, que en los sondeos estudiados

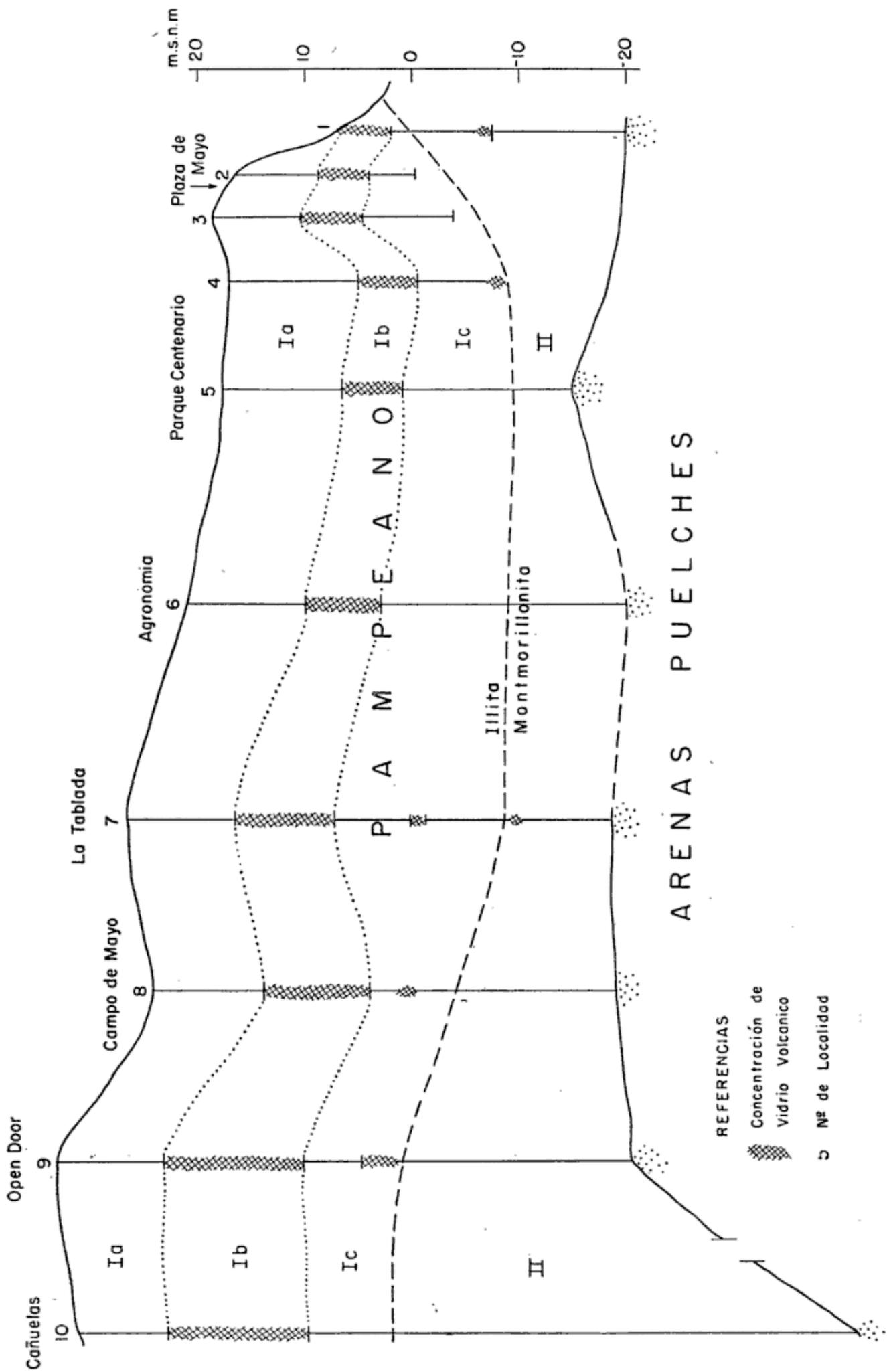


Fig. 2 — Perfil general del área de Capital Federal y zona oeste. Escala horizontal arbitraria. Línea cortada. « línea de cuarzo-montmorillonita »

oscila entre -15 (Parque Centenario) y -38 metros (Sociedad Rural; González Bonorino y Cetrángolo, 1962). El espesor medio del Pampeano en esta parte es de unos 40 metros.

En la descripción que sigue dividiremos al Pampeano en *superior*, *medio* e *inferior*, más por comodidad de exposición que por exigencia estratigráfica. Las dos primeras secciones, que comprenden un espesor de alrededor de dos terceras partes del perfil, son muy similares y serán tratadas juntas.

Pampeano superior y medio

En la parte de la ciudad próxima a la ribera y en el centro comercial, la parte alta de la terraza está formada por loess arcilloso (pág. 81, lám. II, I), relativamente compacto, con un espesor variable de 7 metros (Banco de Londres) a 12 metros (Sarmiento y Pueyrredón). Hacia el oeste (Facultad de Agronomía) el carácter arcilloso del loess se hace menos marcado, pero todavía es visible en La Tablada, Campo de Mayo y Open Door. Debajo de esta cubierta de loess arcilloso hay un manto de loess de grano grueso, friable (lám. II, 3 y 4) que se distingue del anterior, como veremos más adelante, por su mayor contenido de vidrio volcánico. Este manto posee unos 6 metros de espesor en la mayor parte de la ciudad; en la excavación de la localidad 3 pudimos observar límites superior e inferior relativamente netos. Hacia el oeste aumenta su espesor, que en La Tablada es de 9 metros (7-16 metros sobre el nivel del mar); en Campo de Mayo 10 metros (4-14 m); en Open Door, 14 metros (10-24 m), con un manto bien definido pero algo más pobre en vidrio que en las anteriores localidades, y con intercalaciones de limo loésico arcilloso. En Cañuelas, el manto de loess grueso friable se extiende entre 10 y 23 metros sobre el nivel del mar, debajo de este manto sigue un

sedimento de aspecto similar, pero que se diferencia por carecer de vitroclastos (aunque hay vidrio desmenuzado en la matrix) y poseer clastos redondeados de cuarzo (lám. II, 2).

Debajo del manto de loess limoso friable sigue un limo más o menos arcilloso, loésico; el pase entre ambos loesses es en general bien definido aunque transicional. Este pase, que se encuentra entre 0 y 4 metros s.n.m. en la Capital, puede ser interpretado como correspondiente en forma aproximada al límite "Bonaerense"-*"Ensenadense"*. Sin embargo, en ningún trabajo publicado hasta la fecha se ha tratado de definir este límite con cierta precisión, ni litológicamente ni por su cota. En este trabajo, con fines descriptivos, tomaremos este pase en la base del loess piroclástico como límite entre Pampeano medio y Pampeano superior.

Ameghino (1889) ubica, entre "Bonaerense" y "Ensenadense", una supuesta entidad estratigráfica que llamó "Belgranense" (ver arriba). Rusconi (1938) atribuye al "Belgranense" una capa de conchilla de 40 cm hallada en una excavación en Belgrano (calles Arcos y Olazábal) cuyo nivel, según los datos de es autor, estaría a unos 6 metros sobre el río, o sea a la altura de la base de la barranca. Otro depósito similar fue descrito por el mismo autor cerca del puente de la Noria, en un remanente de terraza donde se halla el Autódromo Municipal, en el borde del valle del Riachuelo. Frenguelli (1957, p. 44), por su parte, atribuye a este depósito un carácter marginal, sin importancia estratigráfica. En los perfiles estudiados por nosotros no hemos encontrado señales de este depósito, si bien se reconoce que en muchos sondeos el muestreo dista mucho de ser completo. No está en absoluto representado, sin embargo, en la barranca del pueblo de La Lucila (calle Bermúdez y Rioja) donde las obras de desagües nos permitieron examinar un perfil

completo entre la superficie de la terraza alta y la cota del río.

En el área de la ribera, las excavaciones portuarias dejaron al descubierto, por debajo del nivel del río (cotas 0 a -9 m) dos espesos mantos de loess limoarcilloso separados por una capa de 1 metro de arena cuarzosa, seguida hacia arriba por un estrato aún más delgado o limo verdoso con restos de bivalvos de agua dulce (Rusconi, 1938, p. 311). El loess es gris castaño claro y contiene muñecos y lajones de tosca, especialmente en la parte superior. La tosca de la parte superior de este miembro aflora en la playa del Río de la Plata, y es considerada generalmente como indicadora de la parte superior del "Ensenadense". Las capas lúmnicas intercaladas corresponderían, según Rusconi, al "Interensenadense" de Ameghino, y se encontrarían a aproximadamente -5 metros. Esta intercalación tampoco aparece en los demás sondeos estudiados, ni siquiera en el de localidad 1, situado al pie de la terraza frente a Retiro, que ha sido muestreado de metro a metro. Según Rusconi, la arena se encontraría distribuida en una amplia zona de la Capital y alrededores, pero de sus propios datos se deduciría que sus hallazgos pertenecen a distintos niveles. Frenguelli (1937) opina que este miembro se depositó como expansión marginal del estuario y no le asigna importancia estratigráfica. Como veremos más adelante, hay intercalaciones de tipo similar a distintos niveles, en otros lugares (p. ej., Lomas de Zamora).

Hacia el interior, el manto de loess limoarcilloso se mantiene con pequeñas variantes, tales como cambios en el tamaño del grano y en la proporción de arcilla. En la zona suburbana (La Tablada, Campo de Mayo, Open Door) el carácter loésico se hace menos marcado, con la aparición de niveles de arcilla arenosa con clastos de arena muy fina a fina, redondeados o subredon-

deados. Estos clastos se encuentran también en los limos de la parte suburbana sur, como se verá adelante (lám. II, 2).

Lo que aquí llamamos Pampeano medio correspondería, esencialmente, al "Ensenadense". Aquí tropezamos igualmente con la dificultad de que tampoco el límite inferior Ensenadense ha sido debidamente establecido por los autores que se ocuparon de esta cuestión. Por nuestra parte, haremos coincidir el límite del Pampeano medio del área de la ribera con un delgado manto de limo cinerítico (fig. 3), que posee hasta 70 % de vidrio (ver adelante). El horizonte vitroclástico tiene el aspecto del loess friable del Pampeano superior, no tiene más de 2 ó 3 metros de espesor, y ha sido hallado en las localidades 1, 4, 7, 8 y 9; en otras localidades podría haber pasado inadvertido por fallas del muestreo. El espesor del Pampeano medio en el área de la Capital es de unos 10 metros.

Pampeano inferior

Nuestro Pampeano inferior equivale aproximadamente al "Preensenadense". En los sondeos estudiados en este trabajo, esta parte de la formación se presenta como una alternancia de areniscas limosas friables y arcillas limosas arenosas, estas últimas conteniendo clastos de arena subredondeados. Las arcillas, que se hacen más abundantes hacia la parte superior, son con frecuencia verdosas y contienen pequeños nódulos blanquecinos de carbonato. El techo de este miembro fue expuesto en la excavación del dique de carena del Puerto Nuevo (estrato s del perfil ilustrado por Rusconi, 1938, fotografía 23); en esa parte del perfil se habría encontrado la calota de *Diprothomo* estudiada por Ameghino. En algunas localidades, como en el Parque Centenario y Open Door, las arcillas verdosas predominan casi hasta la base misma de la formación.

El espesor del Pampeano inferior es difícil de determinar con exactitud, debido a la imprecisión que generalmente existe en establecer el pase de las Arenas Puelches, así como a la fluctuación propia del nivel de este pase por efecto de los movimientos de bloques. El valor promedio aproximado es de unos 12 metros.

Límite inferior del Pampeano

El contacto entre el Pampeano inferior y las Arenas Puelches es relativamente neto pero al mismo tiempo transicional; el pase se produce en partes porque las areniscas finas friables de la base se hacen más gruesas y limpias, y en partes porque aparecen camaditas de arena interestratificada con la arcilla, hasta que la arena se vuelve predominante.

AREA SUBURBANA SUR

(Fig. 4)

Generalidades

El área estudiada comprende los partidos de Avellaneda, Lanús, Lomas de Zamora y Almirante Brown. La litología del Pampeano en esta parte muestra diferencias no solamente con respecto al de la Capital, sino también entre localidades vecinas de la propia área. A falta de excavaciones profundas, hemos contado con muestras de varios sondeos próximos (fig. 1) especialmente en Lanús (5 sondeos) y Lomas de Zamora (6 sondeos).

En esta área no nos ha sido posible hallar cambios litológicos consistentes que nos permitieran dividir la formación en la forma que lo hicimos en el área anterior. Por consiguiente, describiremos la totalidad del perfil en cada una de las partes principales del área.

Avellaneda y Lanús

Estas localidades se encuentran sobre la parte baja del borde de terraza,

que en este lugar se encuentra muy extendido como consecuencia de la erosión retrógrada de las cuencas del Riachuelo y de los arroyos Sarandí y San Pronciano. La cota es de 5 metros para Gerli, 7,5 a 9 metros para las localidades de Lanús. El perfil comienza con loess arcilloso gris castaño, cuyo espesor oscila entre 1 y 7,5 metros, similar al que se encuentra en la parte superior del perfil del área de Plaza de Mayo. Debajo sigue un limo arenoso gris castaño claro, sedimento loésico friable análogo al loess piroclástico situado en esta misma posición estratigráfica en el área anterior. Por otra parte, como veremos más adelante, este limo arenoso es, como el anterior, más o menos rico en vidrio volcánico. En Gerli este sedimento es seguido, a los 14 metros, por 10 metros de arcilla limosa gris clara compacta, que a dos metros de la base pasa a arenisca muy fina, limo-arcillosa. En Lanús, por el contrario, los limos arcillo-arenosos con clastos redondeados de hasta casi 0,5 mm (lám. II, 2) continúan con características uniformes hasta la base de la formación. Plagioclasa básica y cuarzo son los componentes principales de los clastos de arena; el vidrio se presenta sobre todo en forma de detrito muy fino, constituyendo parte de la matrix.

Lomas de Zamora

Los sondeos de Lomas de Zamora tienen una cota media de boca de pozo de alrededor de 17 metros. Aquí la litología de la formación es distinta a la de Lanús, pues predomina la arcilla en toda la sección. Sin embargo, existe una analogía esencial en los sedimentos, pues también aquí se encuentran granos redondeados a subredondeados de arena muy fina, clastos angulosos de limo y una matrix arcillosa, la que en Lomas de Zamora es fuertemente predominante. Las arcillas limo-arenosas tienen color gris, castaño o verdoso; son medianamente compactas y

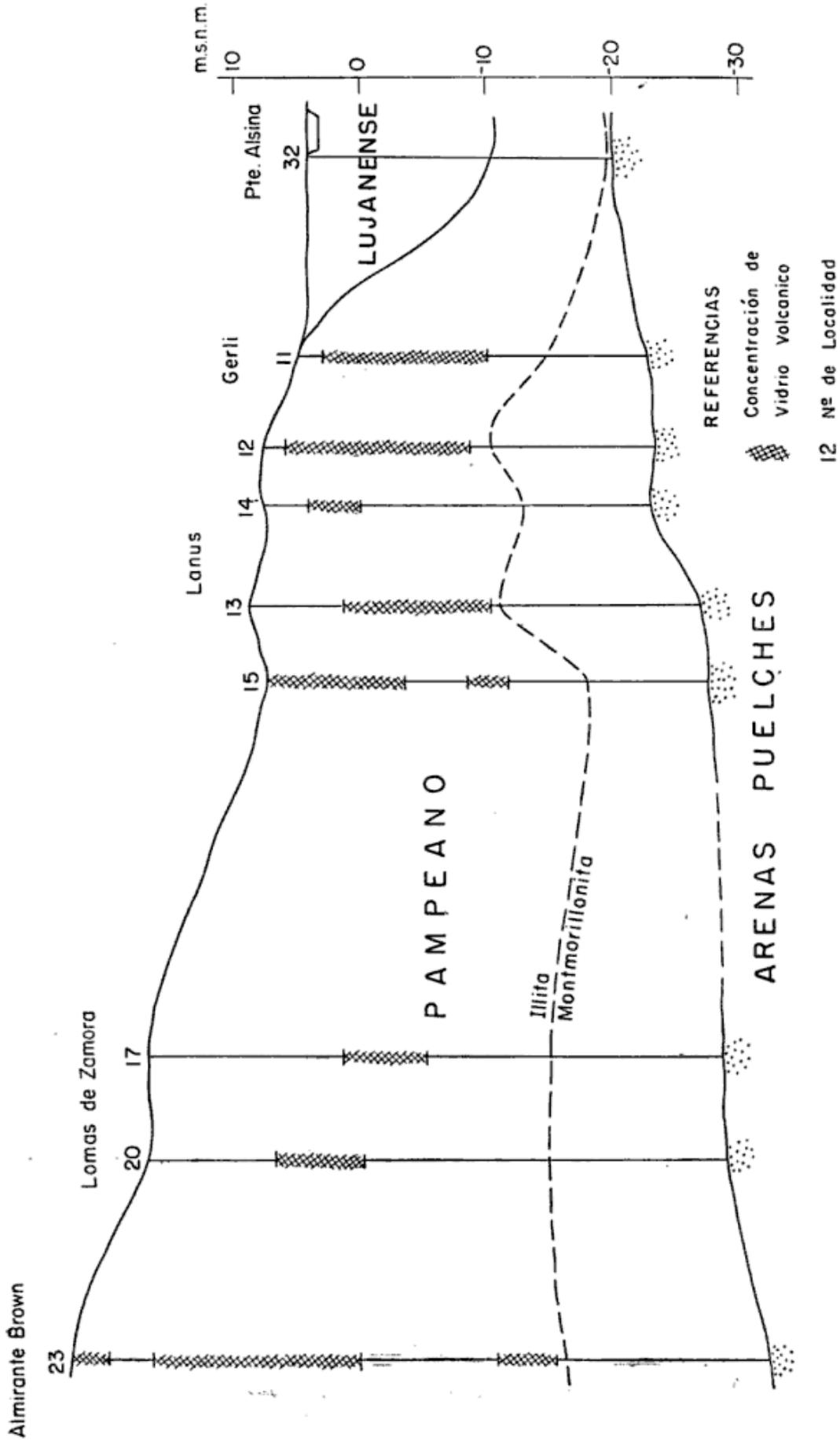


Fig. 4. — Perfil general de la zona suburbana sur. Escala horizontal arbitraria. Línea cortada, « línea de cuarzo-montmorillonita »

presentan muy frecuentemente pequeños nódulos blanquecinos de carbonato. Hay también niveles más arenosos, especialmente en la parte inferior del perfil (loc. 18, últimos 14 m; localidad 17, últimos 30 m). En la localidad 17 se encontró una capa de arena limpia, idéntica a la de la formación de Arenas Puelches, intercalada en las arcillas entre —20 y —22 metros.

Almirante Brown

El único perfil estudiado de esta parte comienza arriba (cota de boca de pozo, 23 m) con loess limo-arcilloso, gris castaño claro, friable, en los dos tercios superiores, pasando a arcilla limosa gris verdosa con nodulitos calcáreos en el tercio inferior. Como se ve, la litología es, en cierto modo, inversa a la de Lomas de Zamora, donde el grano tiende a aumentar hacia la parte inferior. Los clastos redondeados de arena, presentes tanto en las facies arenosas como en las arcillas de casi todo el perfil de las localidades anteriores, son menos abundantes en Almirante Brown, donde se encuentran limitados a las arcillas del tercio inferior. La parte superior y medio del perfil se caracteriza por loesses similares a los que forman sobre todo el Pampeano superior y medio del área de la Capital.

Límite inferior del Pampeano

En Avellaneda y Lanús el techo de las Arenas Puelches se encuentra entre 24 y 28 metros, o sea algunos metros debajo del nivel medio en la Capital Federal. De los cinco sondeos de Lanús, dos tienen el pase entre —23 y —24 m, y tres entre —26 y —28 metros (fig. 4). En los más profundos (loc. 13, 15 y 16) los últimos 3-4 metros del Pampeano están formados por areniscas de grano fino algo limoso, grises amarillentas, muy friables, en

partes laminadas, que constituyen un elemento de transición con las Arenas Puelches.

En Lomas de Zamora la profundidad media de las Arenas Puelches es algo mayor que en Lanús, pero la variación de un sondeo a otro es aún más marcada. La profundidad máxima registrada (loc. 22) es de —35 metros, y la mínima de —21 metros. En algunos sondeos resulta difícil, sin embargo, fijar con exactitud el pase Pampeano-Arenas Puelches, ya sea porque entre las arenas típicas de esta última formación y los limos del Pampeano hay varios metros de arenisca friable que actúan como elementos de transición (loc. 18), o porque se encuentran cerca de la base (a 8 m en loc. 19), intercaladas en los limos, camadas de arena fina similar a las Arenas Puelches. En otros sondeos el límite está bien definido, pues sobre la arena se apoyan directamente limolitas arcillosas (loc. 17, 20 y 21).

Más al sur, en Almirante Brown, la profundidad de las Arenas Puelches en la única perforación estudiada es de —33 metros; sobre ellas se apoya una camada de limo arcilloso verdoso.

AREA SUBURBANA NORTE (SAN FERNANDO)

De esta área contamos solamente con un sondeo, ubicado en la ciudad de San Fernando (loc. 37). El perfil muestra dos secciones: la mitad superior, desde la superficie (17,5 m) hasta —6,5 metros consiste en limos loésicos arcillosos, friables; y la mitad inferior, hasta la base (—29,5 m) compuesta de areniscas limosas de grano fino a muy fino, friables, con intercalación de limolita gris clara (—13-17 m). El color de los sedimentos es uniformemente gris castaño claro, con tonos amarillentos en las arenas de la base.

PLANICIE COSTERA Y PLANICIE
DEL VALLE DEL RIACHUELO

(Figs. 5 y 6)

Generalidades

La columna estratigráfica de esta área comprende, según la interpretación corriente, al Pospampeano —representado por las facies “Querandino”

y “Lujanense” (incluso el “Platense”) — y el Pampeano. El primero comprende principalmente arenas arcillosas plásticas de color gris a gris verdoso medianamente oscuro, con frecuentes niveles de conchilla; el Pampeano estaría representado por los sedimentos predominantemente claros, en partes loésicos, de la parte media e inferior del perfil. El pase entre ambas forma-

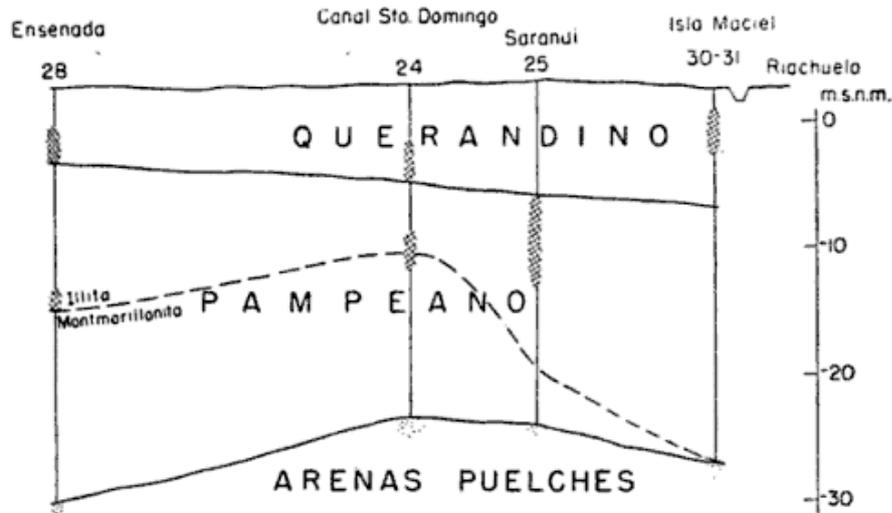


Fig. 5. — Perfil general a lo largo de la plataforma costera. Escala horizontal arbitraria. Línea cortada: « línea de cuarzo-montmorillonita »

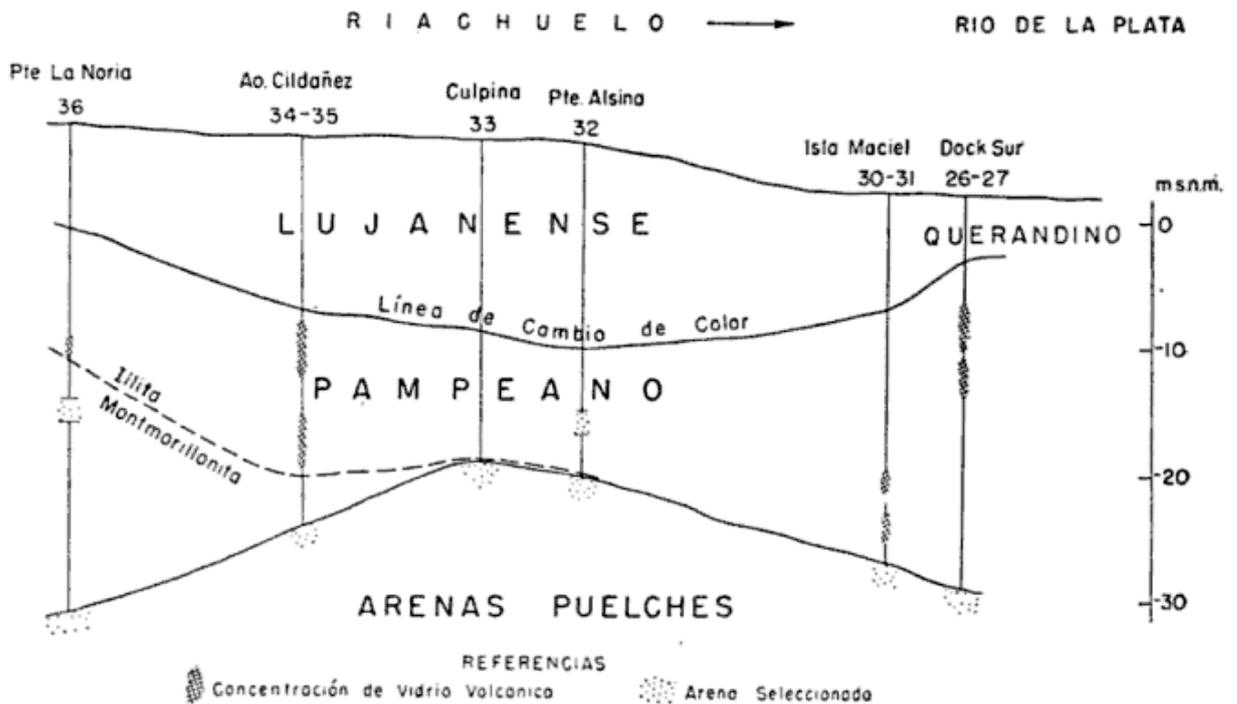


Fig. 6. — Perfil general a lo largo del Riachuelo. Escala horizontal arbitraria. Línea cortada: « línea de cuarzo-montmorillonita »

ciones es neto en algunos perfiles, pero en otros hay un cambio muy gradual de color, sin un cambio perceptible en la composición de los sedimentos. En estas localidades el límite señalado (figuras 6, 16, 17) es puramente convencional y provisorio.

Planicie costera (fig. 5)

Los perfiles estudiados corresponden a seis localidades, ubicadas entre la boca del Riachuelo y Dolores. Cuatro de los sondeos se encuentran en la vecindad del Riachuelo: Villa Domingo (canal Santo Domingo, loc. 24), Sarandí (loc. 25) y Dock Sur (loc. 26 y 27). En todos estos lugares el Pospampeano se caracteriza por una capa superficial, de alrededor de 1 metro de espesor, de arcilla limo-arenosa gris verde oscura, muy plástica, seguida por arenas arcillosas de color gris algo más claro, plásticas, por un espesor total de 6 a 9 metros (fig. 5). Las arenas se caracterizan por su grano fino a muy fino (promedio entre 0,1 y 0,15 mm) selección moderada, granos subredondeados a angulosos, y elevado porcentaje de plagioclasa cálcica. El vidrio está generalmente presente, pero en escasa cantidad.

En Villa Domingo, debajo de la sección gris verdosa del Pospampeano siguen limos arenosos de color gris claro, cementados por carbonato en la parte superior, pero en general friables, con aislados clastos de arena parcialmente subredondeados a redondeados y, como matrix, arcilla y vidrio volcánico desmenuzado. En la base hay una capa de arenisca arcillo-limosa friable.

En Sarandí, más próximo al Riachuelo, el Pampeano está formado por areniscas limo-arcillosas similares a las del perfil anterior, pero con una intercalación de arcilla limosa gris verdosa entre 21 y 26 metros, que en la base contiene restos de bivalvos. Todavía más abajo se encontró una capa de 0,5 metros de arenisca limo-arcillosa, rica en

materia orgánica. Los clastos redondeados de cuarzo y plagioclasa son comunes, sobre todo en la parte inferior del perfil.

En Dock Sur (loc. 26 y 27), ya sobre la boca del Riachuelo, debajo de las arenas verdosas del Querandino siguen limos loésicos friables de color gris claro castaño, ricos en vidrio volcánico, pasando a sedimentos más arcillosos y verdosos en la parte media con clastos de arena subredondeados, y en la base areniscas limo-arcillosas medianamente friables, con tamaño de grano aumentando hacia la base. Tanto en Sarandí como en Dock Sur se nota un leve oscurecimiento del color de los sedimentos del Pampeano en sentido descendente.

Los sedimentos del Pampeano de la planicie costera son muy ricos en sílice de origen volcánico, característica de la que participan también los del área suburbana sur y los del Riachuelo.

Fuera del área próxima a la desembocadura del Riachuelo, el perfil del Cuaternario de la planicie costera fue estudiado en otros dos lugares, a saber: Ensenada (loc. 28, Arroyo del Gato o Zanjón, cota 2,3 m), y Dolores (loc. 29, cota 9 m). En Ensenada, la sección gris verdosa superior —que alcanza desde la superficie hasta 6,4 metros (—4,1 m s.n.m.)— está formada por arcilla muy plástica (1,6 m), seguida por arena algo arcillosa, plástica (1,4 metros), y limo arcilloso cinerítico. Debajo (Pampeano) siguen limos loésicos grises claros calcáreos, arena arcillosa y nuevamente limos loésicos cineríticos y tripoláceos, hasta cerca de 20 metros. Hay una intercalación de arenisca fina muy friable, y de arena suelta bien seleccionada, entre 20 y 24 metros, y termina el perfil con loess cineríticos y limo-arena arcillosa cuarzosa, bien seleccionada, hasta 31 metros (—18,5 m s.n.m.), profundidad a la que se encuentra la arena suelta de la formación de Arenas Puelches. A

pesar de que el sondeo se realizó con corona sacatestigos y con una recuperación de más de 90 %, no se registraron niveles fosilíferos en el Pampeano.

En Dolores el perfil comienza con areniscas limosas grises, en partes verdosas, de grano muy fino y muy friable, con restos de bivalvos (6-11 m). Cerca de los 15 metros hay un pase a limos loésicos de color gris castaño o gris claro, que continúan hasta casi 35 metros (—26 m s.n.m.) para luego pasar a arcillas limosas con nódulos calcáreos blanquecinos, limos y areniscas arcillosas muy friables. Las Arenas Puelches aparecen a los 68 m (—59 m s.n.m.). El límite entre Pampeano y Pospampeano podría ser ubicado a los 15 metros (ver más adelante).

Valle del Riachuelo (fig. 6)

Se estudiaron siete perfiles entre la boca del Riachuelo y el Puente de la Noria, localidades 30 a 36. En estos perfiles la distinción entre una parte inferior gris clara (Pampeano) y otra superior verdosa (Lujanense) está mucho menos marcada que en la planicie costera.

En Isla Maciel (loc. 30 y 31) el perfil comienza arriba con 4 metros de arcilla limosa plástica de color gris verdoso oscuro, laminada, que pasa a arenisca muy fina limosa friable gris, con restos de bivalvos. Estas areniscas se hacen más claras y algo más finas hasta los 20 metros (—18 m s.n.m.), en que aparece una delgada capa de arcilla o limo arcilloso oscuro, rico en materia carbonosa. Siguen areniscas limosas muy finas, de color gris claro a gris castaño, friables, en partes con restos de bivalvos de agua dulce, que se afinan pasando a limos arcillosos grises claros. En el último metro, justamente encima de las Arenas Puelches, hay de nuevo una arenisca limosa muy fina, gris verdosa, con restos de bivalvos.

En este perfil no hay discontinuidad entre el Pospampeano y el Pampeano.

La delgada capa palustre a —18 metros separa a areniscas limosas de aspecto muy similar, excepto que en partes se nota un leve aumento de grano por debajo de la capa. El pase litológico mejor marcado está a los 4 metros aproximadamente (—2 metros), dentro del Pospampeano, donde se pasa de arcillas grises verdosas oscuras a areniscas grises friables con restos de bivalvos; esta discontinuidad se correlaciona con la hallada en los perfiles de la planicie costera, y corresponden, sin duda, a una fase regresiva de la última expansión estuárica.

En el tramo medio del Riachuelo, a la altura del Puente Alsina (loc. 32; cota, 4 m), hallamos en los primeros metros una alternancia de arena limo-arcillosa, limo carbonosa y arcilla limosa, grises oscuras aclarando hacia abajo, con restos de conchilla. Entre las cotas 0 y —11 metros, el grano se va afinando imperceptiblemente y el color se oscurece; debajo de esta última cota, hay un cambio de color, pasando a limos arenosos arcillosos grises claros a verdes amarillentos, con clastos de arena subredondeados; esta litología se mantiene hasta la base de —23 metros. Los fragmentos de conchilla se encuentran a diversos niveles: —1, —7, —10 a —13, —15 y —17 metros. En comparación con el perfil de Isla Maciel, el perfil de Puente Alsina se diferencia por su grano medio más fino y el tono más claro de su sección inferior.

Unos 1200 metros río arriba (loc. 33, calle Culpina; cota 5,3 m) el perfil muestra sólo variaciones de detalle respecto al anterior. El cambio de color entre las areniscas y limolitas grises verdosas y las limolitas arenosas claras se encuentra a una cota similar (—9 m). La litología del Pampeano es homogénea, con predominancia de limos areno-arcillosos grises claros, friables, con clastos de arena subredondeados, con abundante plagioclasa básica además de cuarzo y feldespato al-

calinos. Los restos de conchilla fragmentada se encuentran también tanto arriba como debajo de la línea de color.

El siguiente perfil río arriba (loc. 34 y 35) en las inmediaciones de la desembocadura del arroyo Cildañez (cota 5,5 m), muestra el cambio de color a los -7 metros. El Pospampeano consiste en areniscas grises verdosas muy friables, con restos de bivalvos, pasando a limos del mismo color, de tipo palustre. El Pampeano comienza con limos grises claros a levemente verdosos, con niveles tripoláceos y restos fragmentados de bivalvos, y aumenta de grano hacia abajo pasando a arenisca limosa gris amarillenta friable con capitas de limo arcilloso gris.

El sondeo de localidad 36, en Puente de la Noria (cota 6 m) comienza con limos arenosos y areniscas limosas grises verdosas, con bivalvos; el cambio de color se produce a -1,5 metros. Debajo, siguen limos arcillo-arenosos grises claros, pasando a los -12 metros a una capa de 3 metros de arcilla gris castaño clara, compacta, con pequeños nódulos de carbonato, siguiendo luego arena fina suelta, algo limosa, y finalmente limos arenosos friables, con estructura laminar.

Síntesis de la estratigrafía del valle del Riachuelo.

Las secciones superior gris verdosa (Pospampeano) e inferior gris clara (Pampeano) que se presentan en los perfiles de la llanura costera, se encuentran también en el valle del Riachuelo, pero la distinción entre ellas es menos marcada, y además el espesor de la sección superior es en general algo mayor, si bien tiende a disminuir río arriba. La sección inferior, o Pampeano, presenta un carácter más fluvial que los niveles correlativos de los perfiles de la terraza alta; ello se nota sobre todo en la existencia de capas de arena relativamente bien seleccionada (p. ej., loc. 32, -15 m; loc. 36, -14 m),

y de fragmentos de bivalvos (p. ej., loc. 30, 31: -22 m; 32, -13 m; loc. 33, -10 m). También muy diversos estratos propios de ambiente límnic. Por otra parte, la fracción arena, con clastos subredondeados, es relativamente abundante en la mayoría de los niveles, mientras que el loess está prácticamente ausente, lo que se explica en parte por el hecho que falta la mitad superior del perfil del Pampeano.

La sección superior tiene características similares a la correspondiente de la plataforma costera, pero la capa superficial arcillosa está ausente o poco definida. Fuera de su color los sedimentos de la sección gris, que hemos llamado Pospampeano, en el valle del Riachuelo no se distinguen mayormente, ni por su granulometría ni por su composición (ver más adelante) de los de la sección inferior o Pampeano.

La división de este perfil en Pospampeano y Pampeano, casi puramente a base de la coloración es, como se dijo arriba, meramente provisoria y sujeta a un análisis más profundo del problema, que deberá realizarse eventualmente utilizando nuevos sondeos.

AREA LITORAL DEL RÍO PARANÁ INFERIOR (ZÁRATE - CAMPANA)

(Fig. 7)

De esta área hemos estudiado tres perfiles: uno situado en la localidad de Lima, a unos 15 kilómetros al noreste de Zárate; otro en la fábrica en Dálmine, próximo a esta última ciudad; y el tercero frente a Campana, en la banda oriental del río Paraná de las Palmas, o sea sobre el delta del Paraná.

El perfil Lima (loc. 38; cota aproximada, 21 m s/n.m.) consiste en una sucesión homogénea de limos loésicos arcillosos friables de color gris castaño claro, que ocupan los 30 metros superiores. Siguen unos 13 metros de limos arenosos muy friables, relativamente bien seleccionados, con algunos clastos

subredondeados, y gran cantidad de espículas de esponja, que a su vez pasan a arcillas de color castaño y castaño verdoso, con pequeños nódulos de carbonato, hasta la profundidad de 51 metros en que aparece la formación de Arenas Puelches.

La perforación de Dálmine (loc. 39), situada en la terraza baja vecina a la

minados, con niveles algo tripoláceos, seguidas entre 12 a 27 metros por arcilla limosa del mismo color, compacta, con restos de *Litorina* y niveles carbonosos, rematando en la base con 15 metros de areniscas gris verdosas de grano fino a muy fino. Faltan en este perfil los niveles loésicos propios de la parte superior de los perfiles anteriores;

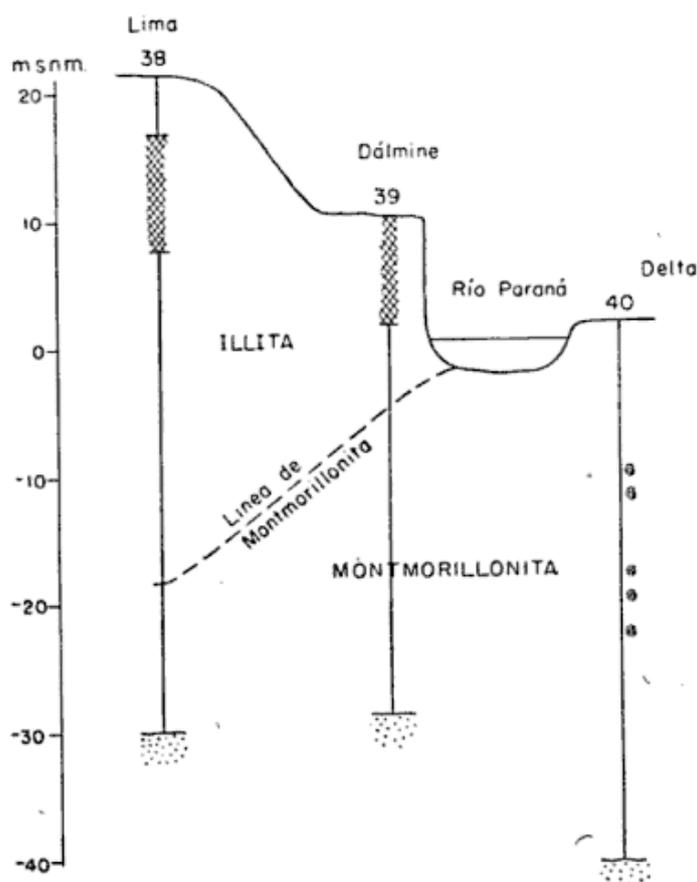


Fig. 7. — Perfil general a través del río Paraná inferior. Referencias como en las figuras anteriores

orilla derecha del río Paraná de las Palmas (cota 10,5 m), atravesó limos loésicos arcillas grises claras friables, con intercalaciones de arena muy fina gris verdosa (9,5 - 10,5 m); por debajo de 18 metros pasó por alternancia a arenas finas moderadamente seleccionadas, de color gris claro y arenas limosas grises amarillentas.

El perfil de localidad 40, en el delta frente a Campana (cota aproximada, 2 m), comienza con limos y areniscas limosas grises verdosos, finalmente la-

toda la formación es de origen línico, lo cual está indicado entre otras propiedades por la tonalidad verdosa y por la abundancia, en casi todos los niveles, de espículas de esponja.

El techo de la formación de Arenas Puelches se halla a -30 metros en Lima, -28,5 en Dálmine y -40 metros en el delta. El espesor de esta formación es respectivamente 7 metros, 10,5 metros y 6 metros.

Sintetizando, la estratigrafía del Cuaternario en el área de Zárate presenta

una marcada diferencia entre ambas márgenes del río Paraná. Del lado oeste, hay sedimentos loésicos en la parte superior, seguidos por capas límnicas principalmente fluviales. Los sedimentos de la margen izquierda del Paraná son límnicos en su totalidad, y además poseen un tono verdoso que en general está ausente en la parte inferior —también límnic— del Pampeano de la margen opuesta. Los depósitos del delta tienen a su vez gran similitud con los sedimentos del Pospampeano del valle del Riachuelo.

MINERALOGIA DE LA FRACCION

LIMO GRUESO-ARENA FINA

Y SU DISTRIBUCION ESTRATIGRAFICA

INTRODUCCIÓN

La distribución cuantitativa de los principales componentes minerales de la fracción 53-105 micrones fue estudiada en once perfiles (localidades 1, 5, 8, 12, 17, 24, 29, 30, 32 y 37; cuadro 3, figs. 8 a 17). Los componentes elegidos: cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos y vidrio volcánico, representan como mínimo alrededor del 70 por ciento de los componentes clásticos de la fracción indicada, correspondiendo casi todo el resto a fragmentos líticos de origen volcánico (pórfiro cuarcífero, traquiandesita y basalto, principalmente), a lo que hay que agregar una pequeña proporción de minerales pesados, entre los que predominan hornblenda, clinopiroxeno y minerales opacos. Ya explicamos arriba (ver *Granometría*) que al efectuarse la dispersión mecánica de los sedimentos pampeanos numerosos agregados arcillosos quedan en las fracciones gruesas; algunos de estos agregados se reconocen como fragmentos líticos arcillificados, mientras que otros se deben a una especie de "pelletización" de la arcilla de la matrix del sedimento; en gran número de agrega-

dos, sin embargo, no puede establecerse con certeza su origen, lo cual arroja un elemento de imprecisión inevitable en las mediciones cuantitativas absolutas de los componentes de los sedimentos.

La mayor parte del cuarzo medido es del tipo propio de rocas graníticas y gnéicas, pero una buena proporción parece provenir de rocas volcánicas, por su limpidez y falta de deformación interna. Es una característica de los granos de cuarzo el estar cubiertos, total o parcialmente, por una delgada película de arcilla birrefringente (lám. I, fig. 7; lám. III, b). En la fracción medida, los granos de cuarzo son generalmente entre angulosos y subangulosos, alcanzando sólo ocasionalmente el grado de subredondeados. La plagioclasa medida comprende los dos tipos señalados arriba (*Mineralogía general*), o sea labradorita sódica y andesina sódica, con sus términos intermedios que son muy escasos. Los granos de plagioclasa más sódica, es decir, aquellos cuyos índices de refracción eran todos inferiores al líquido de inmersión utilizado (nitrobenceno + kerosén, $n = 1,545$). fueron catalogados entre los feldespatos alcalinos. La gran mayoría de los granos de plagioclasa pertenecen a la variedad cálcica; la proporción de oligoandesina, en unas 30 muestras tomadas al azar, resultó ser en promedio de 1 grano por cada 23 granos de plagioclasa labradorítica; el máximo es aproximadamente 1 por cada 7, aunque en una muestra del Querandino de Villa Domínico la oligoandesina resultó ser casi tan abundante como la labradorita.

El grupo de feldespatos alcalinos comprende dos variedades principales: la plagioclasa sódica y feldespato potásico alterados por un lado, y por el otro el feldespato potásico fresco. Los dos primeros son difícilmente diferenciables entre sí a causa de su estado de arcillificación; en un estudio especial sobre muestras de 5 horizontes de la

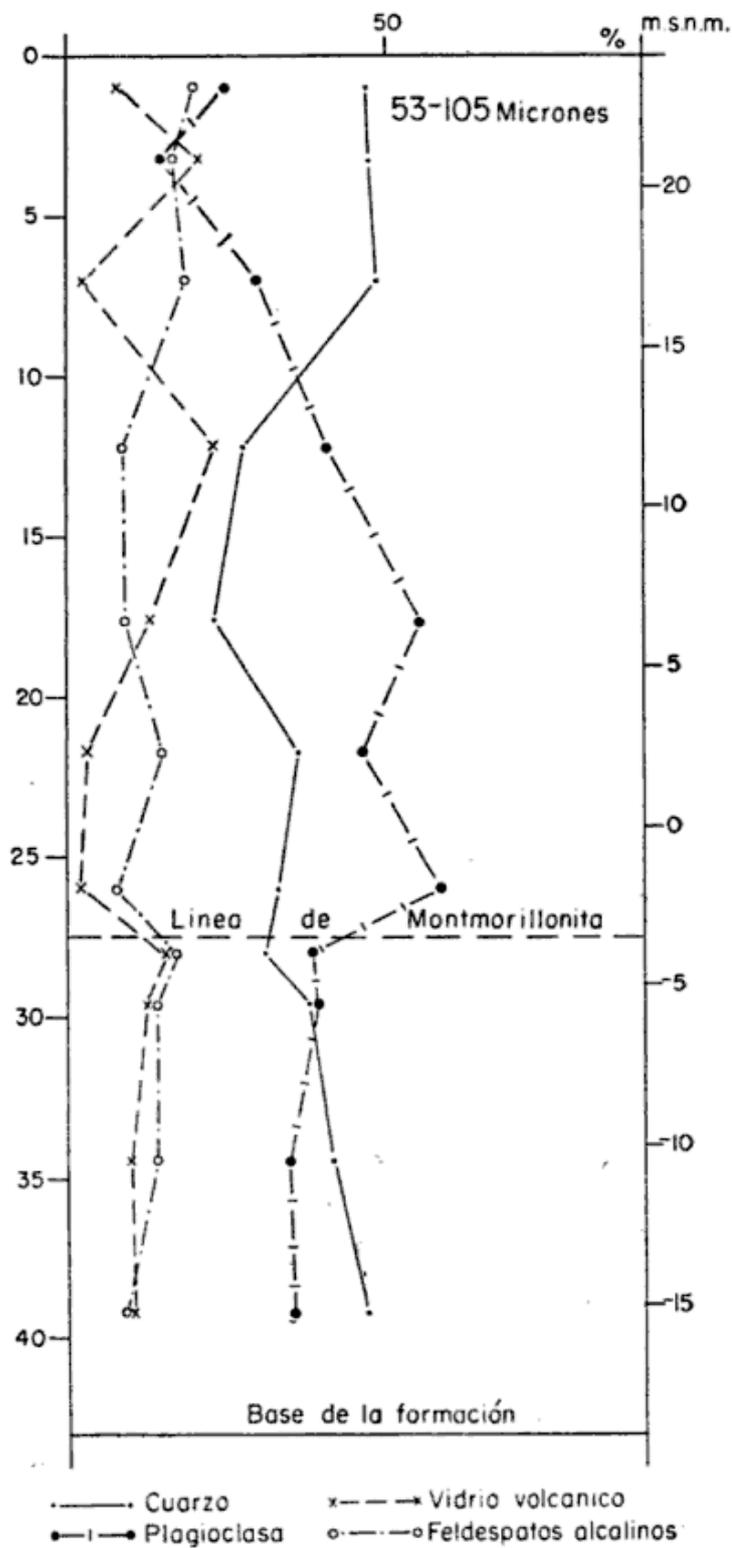


Fig. 8. -- Perfil mineralógico de localidad 8, Campo de Mayo. En esta figura, lo mismo que en las siguientes, hasta la figura 15 inclusive, se ha representado también la posición de la « línea de montmorillonita » (p. 50) para mostrar la coincidencia entre ésta y la « línea de cuarzo ».

CUADRO III

Distribución porcentual parcial de los componentes clásticos, fracción 53-105 μ

(Figs. 8 a 17)

C : Cuarzo P : Plagioclasa F : Feldespatos alcalinos V : Vidrio volcánico

| Prof. m. s. n. m. | C % | P % | F % | V % | Prof- m. s. n. m. | C % | P % | F % | V % |
|---|--------|--------|--------|--------|---|--------|--------|--------|--------|
| LOC. 1. AV. LIBERTADOR Y ESMERALDA (fig. 10) | | | | | LOC. 37. SAN FERNANDO (fig. 11) | | | | |
| 5 | 19,0 | 35,0 | 25,0 | 21,0 | 17,3 | 32,0 | 12,0 | 9,0 | 47,0 |
| 3 | 22,0 | 17,0 | 5,5 | 55,5 | 12,0 | 33,0 | 17,0 | 22,0 | 29,0 |
| 1 | 59,0 | 18,0 | 19,0 | 4,0 | 8,4 | 32,0 | 28,0 | 11,0 | 29,0 |
| 0 | 66,5 | 22,5 | 10,0 | 1,0 | 4,5 | 34,0 | 29,0 | 8,0 | 29,0 |
| -2 | 74,0 | 18,0 | 8,0 | — | 0,0 | 84,0 | 2,0 | 14,0 | — |
| -3 | 86,5 | 4,5 | 9,0 | — | -2,4 | 84,5 | 3,0 | 11,5 | 1,0 |
| -4 | 62,0 | 29,5 | 8,5 | — | -3,7 | 29,0 | 23,0 | 6,0 | 42,0 |
| -6 | 10,0 | 24,0 | 4,0 | 62,0 | -4,7 | 82,0 | 4,0 | 5,0 | 9,0 |
| -8 | 87,0 | 4,0 | 9,0 | — | -12,0 | 49,0 | 33,0 | 7,0 | 11,0 |
| -9 | 90,0 | 4,5 | 5,5 | — | -18,5 | 87,0 | 2,0 | 11,0 | — |
| -12 | 52,0 | 35,0 | 13,0 | — | -27,0 | 87,00 | 1,0 | 12,0 | — |
| -15 | 49,0 | 27,0 | 22,0 | 2,0 | | | | | |
| -18 | 54,0 | 37,0 | 9,0 | — | | | | | |
| LOC. 8. CAMPO DE MAYO (fig. 8) | | | | | LOC. 12. LANÚS (fig. 12) | | | | |
| 23,0 | 47,0 | 25,0 | 20,0 | 8,0 | 7,7 | 37,0 | 33,0 | 15,0 | 15,0 |
| 20,8 | 47,0 | 15,0 | 17,0 | 21,0 | 6,3 | 20,5 | 35,5 | 10,3 | 33,7 |
| 17,0 | 48,7 | 29,9 | 18,8 | 2,6 | 1,2 | 22,9 | 27,1 | 10,7 | 39,3 |
| 11,8 | 27,6 | 40,6 | 8,8 | 23,0 | -4,3 | 16,7 | 21,9 | 9,9 | 51,5 |
| 6,4 | 23,0 | 55,0 | 9,0 | 13,0 | -7,9 | 19,6 | 36,3 | 11,9 | 32,2 |
| 2,3 | 36,0 | 45,9 | 14,5 | 3,2 | -9,6 | 24,0 | 35,0 | 12,0 | 29,0 |
| -2,0 | 32,5 | 58,4 | 7,3 | 1,8 | -13,0 | 48,5 | 19,9 | 22,0 | 9,6 |
| -4,0 | 30,5 | 38,0 | 16,0 | 15,5 | -16,0 | 56,0 | 22,4 | 12,0 | 9,6 |
| -5,6 | 37,7 | 37,0 | 12,7 | 12,6 | -18,7 | 54,0 | 28,0 | 18,0 | — |
| -10,4 | 41,0 | 35,0 | 14,0 | 10,0 | -21,4 | 78,0 | 4,0 | 18,0 | — |
| -15,3 | 46,5 | 35,0 | 9,0 | 9,6 | -25,4 | 83,0 | 5,5 | 11,5 | — |
| LOC. 5. PARQUE CENTENARIO (fig. 9) | | | | | LOC. 17. LOMAS DE ZAMORA (fig. 13) | | | | |
| 15,0 | 46,5 | 23,2 | 15,3 | 14,6 | 14,2 | 48,0 | 22,5 | 17,4 | 12,1 |
| 4,0 | 43,0 | 22,5 | 20,5 | 14,0 | 10,0 | 42,0 | 27,0 | 24,0 | 6,0 |
| 3,6 | 33,0 | 27,6 | 4,4 | 35,0 | 3,3 | 40,9 | 29,3 | 24,1 | 5,7 |
| 0,5 | 32,0 | 30,0 | 13,0 | 25,0 | -1,5 | 24,0 | 34,0 | 10,0 | 32,0 |
| -4,7 | 37,5 | 39,5 | 22,0 | 1,0 | -8,0 | 76,0 | 9,4 | 11,7 | 2,9 |
| -7,8 | 40,0 | 40,0 | 14,0 | 6,0 | -13,0 | 37,5 | 38,3 | 21,6 | 2,6 |
| -12,5 | 84,0 | 6,0 | 10,0 | — | -17,5 | 81,2 | 6,4 | 12,4 | — |
| -14,0 | 84,4 | 5,4 | 9,2 | 1,0 | -21,0 | 41,8 | 34,3 | 11,0 | 12,8 |
| | | | | | -24,2 | 87,0 | 1,0 | 11,8 | — |
| | | | | | -27,0 | 87,0 | 3,0 | 10,0 | — |

CUADRO III (Conclusión)

| Prof. m. s. n. m. | C % | P % | F % | V % | Prof. m. s. n. m. | C % | P % | F % | V % |
|--|--------|--------|--------|--------|---|--------|--------|--------|--------|
| LOC. 24. CANAL SANTO DOMINGO (V. DOMÍNICO) (fig. 15) | | | | | LOC. 32. PUENTE ALSINA (fig. 17) | | | | |
| 0,3 | 18,0 | 54,5 | 20,5 | 7,0 | 1,0 | 35,1 | 28,7 | 22,7 | 13,5 |
| -1,5 | 12,1 | 47,0 | 26,1 | 14,8 | -5,2 | 43,5 | 22,6 | 13,1 | 20,8 |
| -5,0 | 36,0 | 27,0 | 26,4 | 10,6 | -7,8 | 31,0 | 17,6 | 13,9 | 37,5 |
| -7,0 | 22,1 | 43,6 | 18,8 | 15,5 | -9,6 | 42,2 | 36,2 | 11,6 | 10,0 |
| -9,2 | 19,8 | 29,3 | 12,1 | 38,8 | -14,4 | 45,3 | 22,7 | 12,8 | 19,2 |
| -10,8 | 25,6 | 24,4 | 10,6 | 39,4 | -17,6 | 42,0 | 31,6 | 19,4 | 7,0 |
| -11,5 | 46,6 | 36,4 | 14,2 | 2,8 | LOC. 28. ENSENADA (fig. 14) | | | | |
| -15,7 | 70,0 | 10,0 | 20,0 | — | 1,2 | 33,0 | 20,0 | 15,0 | 32,0 |
| -18,0 | 85,0 | 5,0 | 10,0 | — | 0,2 | 31,5 | 43,9 | 22,0 | 2,6 |
| -19,7 | 71,5 | 7,6 | 20,7 | — | -3,4 | 24,5 | 15,5 | 5,0 | 55,0 |
| -21,5 | 77,0 | 12,0 | 11,0 | — | -5,2 | 27,0 | 39,0 | 14,0 | 20,0 |
| LOC. 30. ISLA MACIEL (fig. 16) | | | | | -6,6 | 77,6 | 6,3 | 9,6 | 6,4 |
| -0,6 | 18,0 | 18,7 | 4,3 | 60,0 | -9,0 | 38,0 | 56,0 | 16,0 | — |
| -4,0 | 39,2 | 36,5 | 16,6 | 7,7 | -12,0 | 21,2 | 36,8 | 11,5 | 30,5 |
| -10,8 | 39,4 | 35,2 | 14,1 | 11,3 | -14,4 | 8,0 | 16,0 | 4,0 | 72,0 |
| -15,6 | 37,1 | 34,0 | 7,6 | 21,3 | -16,6 | 87,0 | 1,0 | 11,0 | 1,0 |
| -19,0 | 38,0 | 27,0 | 11,0 | 24,0 | -19,3 | 86,0 | 2,0 | 10,0 | 2,0 |
| -20,5 | 47,6 | 14,3 | 15,1 | 23,0 | -21,7 | 86,0 | 1,0 | 11,0 | 2,0 |
| -21,8 | 47,0 | 14,5 | 9,5 | 29,0 | -22,8 | 29,0 | 43,0 | 8,0 | 20,0 |
| -22,6 | 52,5 | 22,5 | 14,0 | 11,0 | -24,0 | 45,0 | 21,0 | 2,0 | 32,0 |
| -24,8 | 34,5 | 17,2 | 9,8 | 38,5 | -26,0 | 84,0 | — | 14,0 | 2,0 |
| | | | | | -27,0 | 91,0 | 1,5 | 7,5 | — |

localidad 3., utilizando la platina universal, se encontró una proporción feldespato potásico : albíta variable entre 1:7 y 1:1; en promedio, pues, albíta es predominante. Este mineral es, en parte al menos, un producto de la sodificación que han sufrido muchas de las rocas del complejo volcánico pre-terciario del norte de la Patagonia y Mendoza, fenómeno al que deben su existencia los queratofiros que abundan en ese complejo. En cuanto al feldespato potásico fresco es, en su mayor parte, microclino; sólo ocasionalmente se encuentra sanidina. El microclino es en general menos abundante que los feldespatos alcalinos alterados, excepto en

los niveles más ricos en cuarzo, donde la relación se invierte.

La inclusión de las plagioclasas cálcicas y medias en un mismo grupo está justificada porque ambas tienen aproximadamente la misma área de procedencia y, además, las plagioclasas medias agregan poco al total. En cambio, no pueden decirse lo mismo de la inclusión de todos los feldespatos arcillificados rocas eruptivas de la Serie Porfírica del norte de Patagonia y región subandina) no es igual a la del microclino fresco (basamento cristalino de sierras Pampeanas y macizo brasileño). Cuando se lleve a cabo, en el futuro, un estudio más completo de la mineralo-

gia del Cuaternario pampeano convendrá separar ambos componentes en los análisis cuantitativos, pues ello podría contribuir a aclarar algunos detalles relativos al problema de la procedencia de los materiales.

La proporción y distribución vertical

estratigráfica, los resultados de estos análisis son presentados en un capítulo aparte.

Los resultados de los análisis mineralógicos cuantitativos, que explicamos a continuación, aparecen representados en las figuras 8 a 17 (cuadro III).

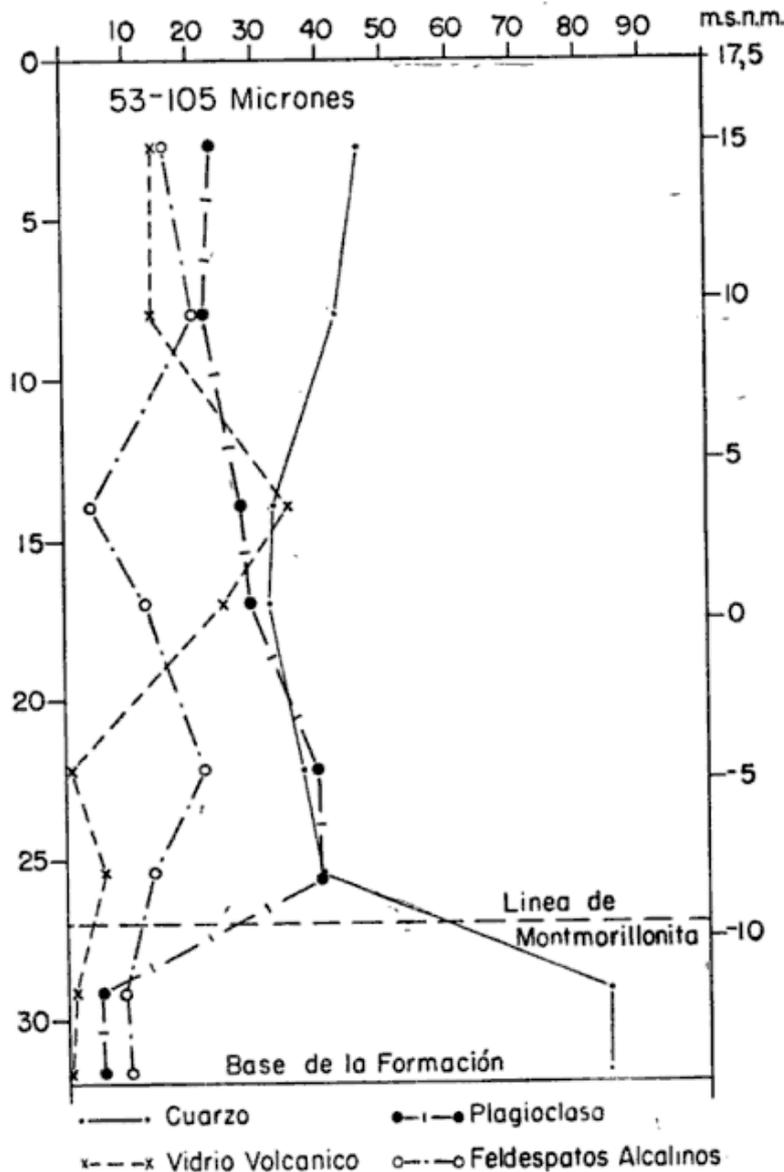


Fig. 9. — Perfil mineralógico de la localidad 5, Parque Centenario

del vidrio volcánico fue estudiada cuantitativamente en los once perfiles citados, pero además se hizo el análisis estimativo del vidrio, según se explicó al principio, en prácticamente todas las muestras de la totalidad de los perfiles. Debido al interés que puede tener el vidrio como elemento de correlación

DISTRIBUCIÓN DE CUARZO Y FELDESPATO: "LÍNEA DE CUARZO"

Capital Federal y áreas oeste y norte. — La distribución estratigráfica de los minerales en esta área está indicada por los análisis de las localidades 8 (Campo de Mayo, fig. 8), 5 (Parque

Centenario, fig. 9); 1 (Esmeralda y Av. Libertador, fig. 10) y 37 (San Fernando, fig. 11). En los cuatro perfiles se distinguen dos zonas en que las proporciones relativas de cuarzo y plagioclasa experimentan un salto más o menos pronunciado. En la zona superior,

nivel —que llamaremos la “línea de cuarzo”— se encuentra a —3 metros sobre el nivel del mar en Campo de Mayo, a —10 metros en Parque Centenario y a +2 metros en la zona de ribera (loc. 1 y 37).

La relación promedio cuarzo : pla-

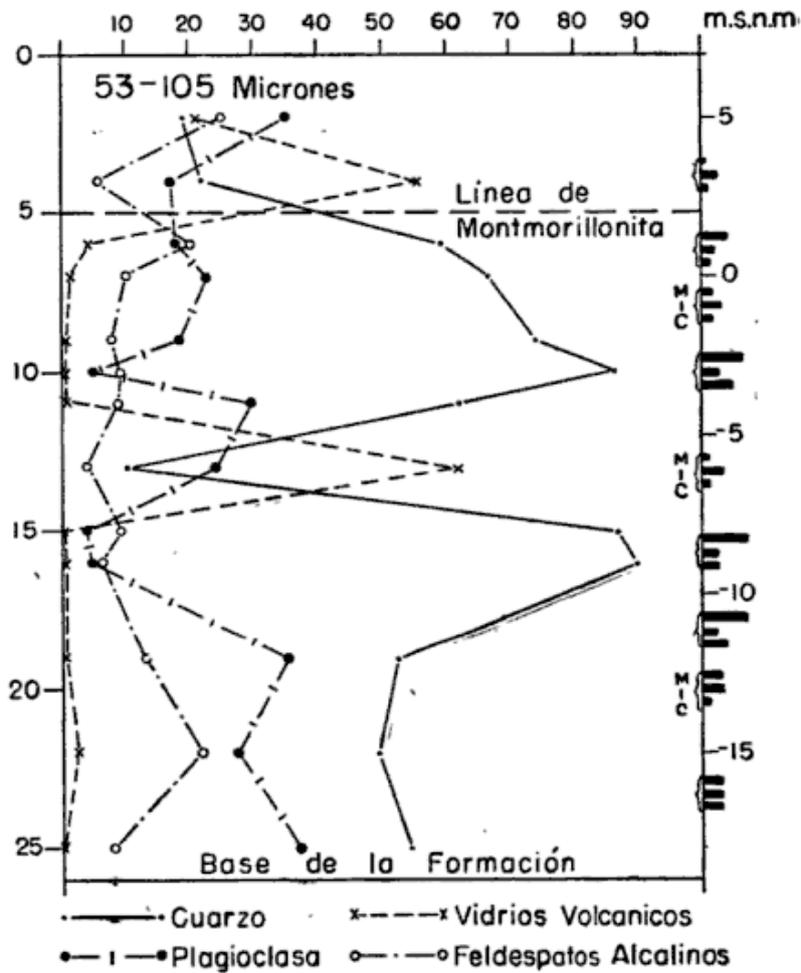


Fig. 10. — Perfil mineralógico de la localidad 1, Av. Libertador y Esmeralda. La composición de la arcilla en algunos de los niveles está representada a la derecha de la figura por grupos de tres bloques cuyas longitudes representan respectivamente las cantidades de montmorillonita (M), illita (I), y caolinita (C), en ese orden de arriba abajo. La longitud de los bloques representa en forma cualitativa la agudeza y altura de las reflexiones basales. El horizonte pobre en cuarzo a -6 metros coincide con un menor contenido de montmorillonita en la arcilla.

la relación cuarzo . plagioclasa oscila entre 2 : 1 y 1 : 2, aproximadamente; en la parte inferior, la misma relación alcanza hasta más de 10 : 1. En otras palabras, debajo de cierto nivel la proporción de cuarzo respecto a los demás minerales y, en particular, de la plagioclasa, aumenta bruscamente. Este

gioclasa en cada perfil aumenta desde el oeste hacia la ribera. En Campo de Mayo (fig. 8) la plagioclasa excede holgadamente al cuarzo en la mayor parte del perfil por encima de la “línea de cuarzo”; en Parque Centenario (fig. 9), la plagioclasa alcanza a lo sumo la misma proporción que el cuarzo; y en

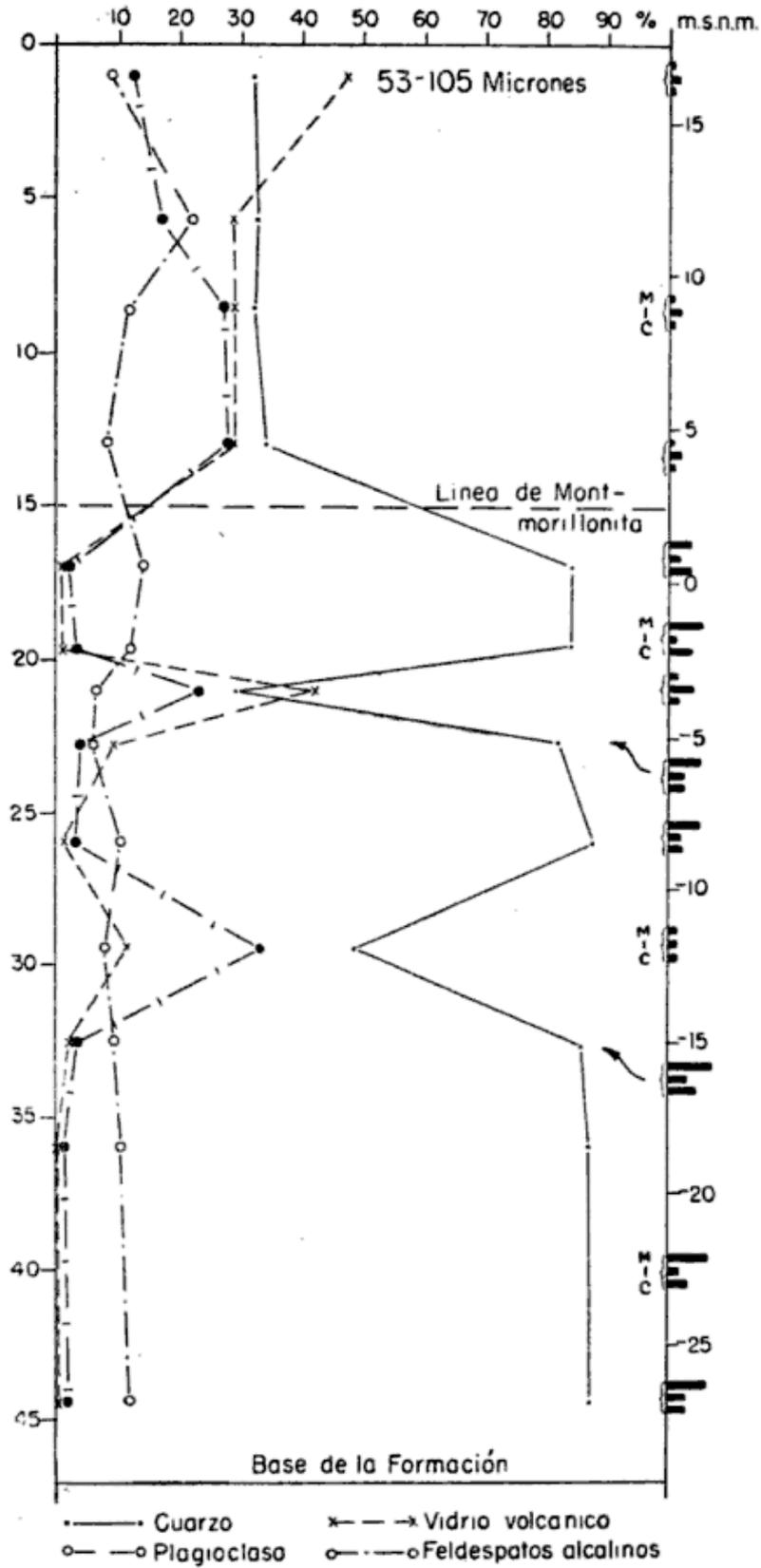


Fig. 11. — Perfil mineralógico de la localidad 37, San Fernando. Debajo de la línea de cuarzo-montmorillonita, los horizontes donde la relación cuarzo/plagioclasa es menor corresponde a un menor contenido de montmorillonita. Ver leyenda en figura 10 (comp. figura 18).

San Fernando, no alcanza en ningún nivel a igualar al cuarzo. Por otra parte, el salto en la "línea de cuarzo" es poco pronunciado en el oeste, pero en cambio es muy marcado en el Parque Centenario y aún más en la ribera, donde el cuarzo pasa de menos de 40 % a

ción disminuye bruscamente. En Libertador y Esmeralda (fig. 10) hay un horizonte con estas características, muy pronunciado, a —6 metros sobre el nivel del mar; y otro menos marcado a —15 metros. En San Fernando (fig. 11) hay asimismo dos horizontes de es-

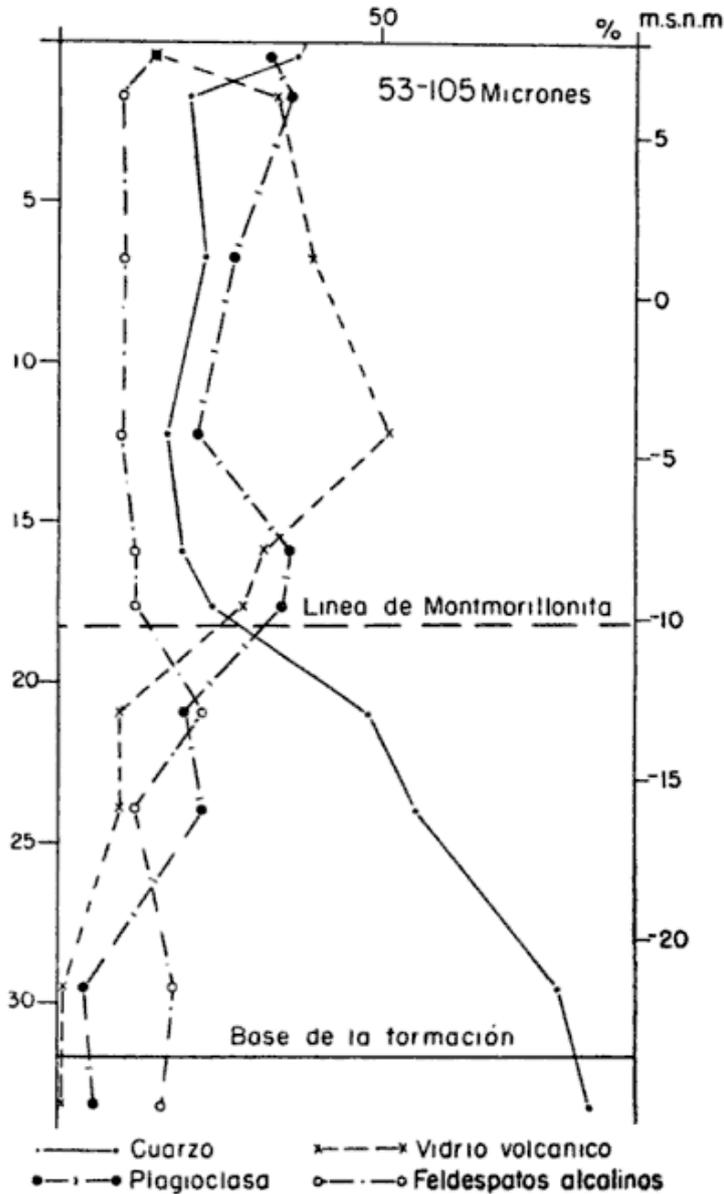


Fig. 12. — Perfil mineralógico de la localidad 12, Lanús.

más de 80 % del total de los cuatro componentes estudiados.

Mientras que en las localidades interiores (loc. 5, 8) la relación cuarzo: plagioclasa por debajo de la "línea de cuarzo" es aproximadamente constante, en las localidades de la ribera el perfil presenta horizontes donde dicha rela-

ta clase, uno más marcado a —3,5 metros s.n.m. y el otro a —12 metros. La correspondencia de estos horizontes entre ambas localidades parece indudable.

En los perfiles de las figuras 8, 9, y 11, se nota que la plagioclasa aumenta desde la superficie, alcanzando su má-

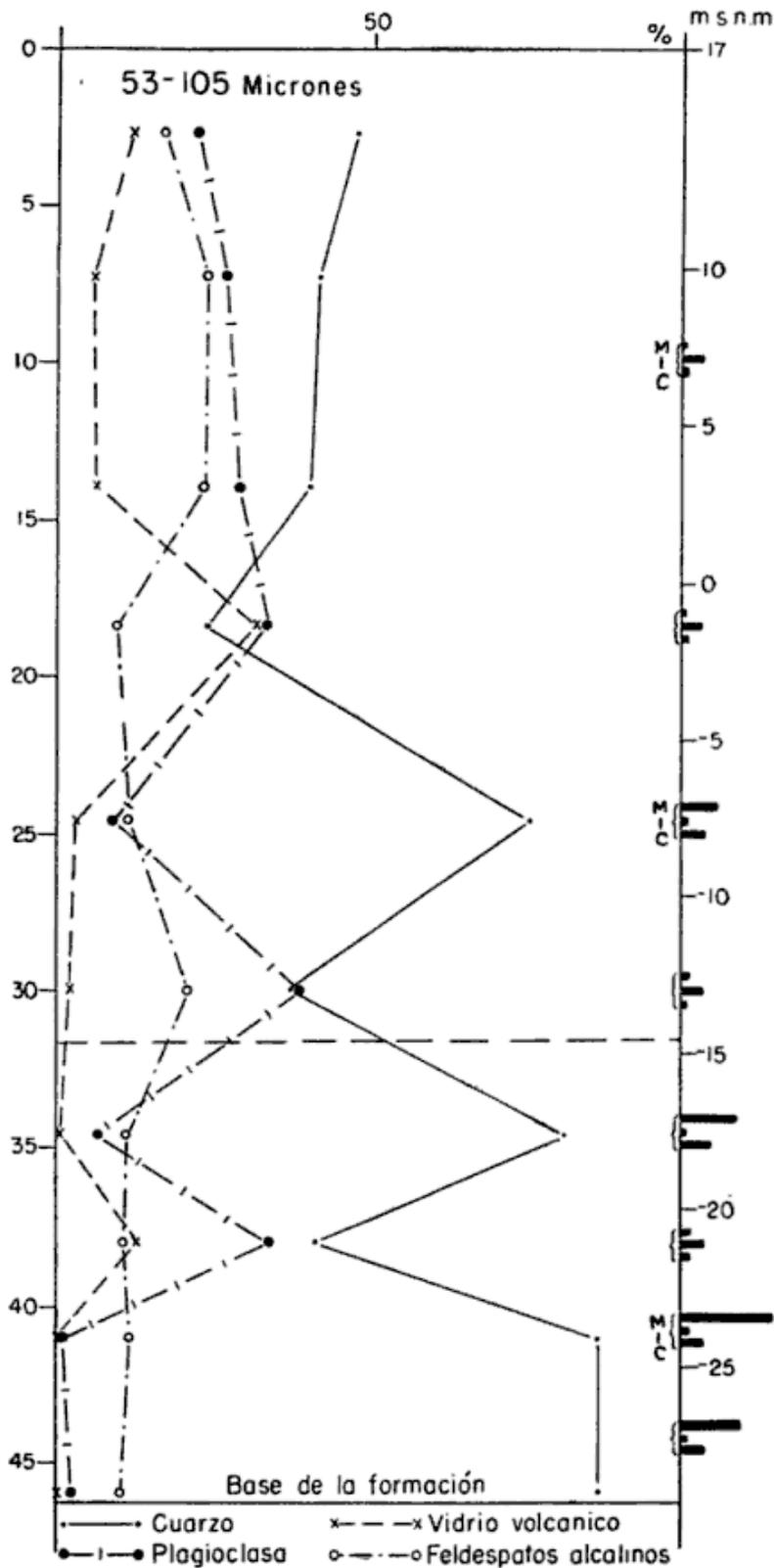


Fig. 13. — Perfil mineralógico de la localidad 17, Lomas de Zamora. Relación con la composición de la arcilla (ver explicación figura 10). Nótese coincidencia de los horizontes de relación cuarzo/plagioclasa elevada con los horizontes ricos en montmorillonita (niveles 30 y 38 metros bajo boca pozo, ver figura 18).

ximo en una zona más o menos espesa situada inmediatamente encima de la "línea de cuarzo"; esta variación es independiente de la proporción absoluta del mineral. En el perfil de la localidad 1 (fig. 10) estas relaciones no pueden ser estudiadas pues la parte superior del perfil ha sido casi totalmente erosionada.

El contenido de feldespatos alcalinos es relativamente constante en cada uno de los perfiles así como de un perfil al otro, pues se mantiene generalmente entre 10 y 20 por ciento, más próximo al primero que al segundo de estos límites. Debe hacerse notar, sin embargo, que hay una diferencia entre la composición de los feldespatos por encima y por debajo de la "línea de cuarzo": por encima, consisten principalmente de plagioclasa sódica y ortoclasa alteradas, mientras que por debajo predominan los granos de microclino sin alterar.

Area suburbana sur. — Del área situada entre Gerli y Almirante Brown se estudiaron dos perfiles de las localidades 12 (Lanús, fig. 12) y 17 (Lomas de Zamora, fig. 13). La distribución de componentes es similar a la del área anterior, con "líneas de cuarzo" situadas a las profundidades de -4 metros (Lomas de Zamora) y -10 metros (Lanús) respecto al nivel del mar. Además, el perfil de Lomas de Zamora muestra asimismo dos niveles (-13 y -21 metros) de bajo índice cuarzo:plagioclasa, prácticamente coincidentes con los hallados en los perfiles de la ribera si se considera su posición respecto a la "línea de cuarzo". En el perfil de Lanús, cuya litología es bastante distinta, no están desarrollados estos horizontes plagioclásicos. La coincidencia de los horizontes plagioclásicos de la localidad 17 con los de las localidades de la ribera (1, 28 y 37) es bastante sugestiva.

Igual que en el área al norte del Riachuelo, el contenido relativo de plagioclasa

tiende a aumentar desde la superficie hasta la "línea de cuarzo". En cuanto a los feldespatos alcalinos, no hay prácticamente diferencias en su distribución respecto a lo visto arriba.

Planicie costera. — De esta área se estudiaron tres perfiles, situados en Ensenada (loc. 28, fig. 14), Villa Domínico (loc. 24, fig. 15) y Dolores (loc. 29). En Ensenada existe una "línea de cuarzo" muy bien definida, en que la relación cuarzo plagioclasa salta de 1:2 a casi 90:1 entre los niveles -15,5 y -17,5 metros sobre el nivel del mar. Dentro de la zona superior plagioclásica se encuentra, sin embargo, un horizonte carzoso (cuarzo : plagioclasa = 12:1) a -6,5 metros, así como también hay un horizonte plagioclásico (cuarzo : plagioclasa = 2:3) por debajo de la "línea de cuarzo", a -24 metros.

En Villa Domínico, la "línea de cuarzo" se halla algo más arriba (entre -10 y -12 metros), aunque respecto a la base de la formación su posición es idéntica. En esta localidad, también se encuentran los horizontes cuarzosos y plagioclásicos en las zonas superior e inferior, respectivamente, pero ellos están menos definidos que en el perfil anterior. La proporción de feldespatos alcalinos se mantiene bastante constante, entre 10 y 30 por ciento.

En Dolores hay una "línea de cuarzo" poco pronunciada entre 34 y 38 metros debajo de la superficie.

Respecto a la composición de la parte superior del perfil, o sea aquella correspondiente al Querandino, los perfiles de Ensenada y Canal Santo Domingo (figs. 14 y 15) revelan un incremento de la relación cuarzo : plagioclasa de arriba hacia abajo, pasando de < 1 a > 1 , pero en general con predominancia de la plagioclasa. El pase del Querandino al Pampeano coincide en estos perfiles con un aumento de la plagioclasa respecto al cuarzo, pero este cambio no es más marcado que algunos

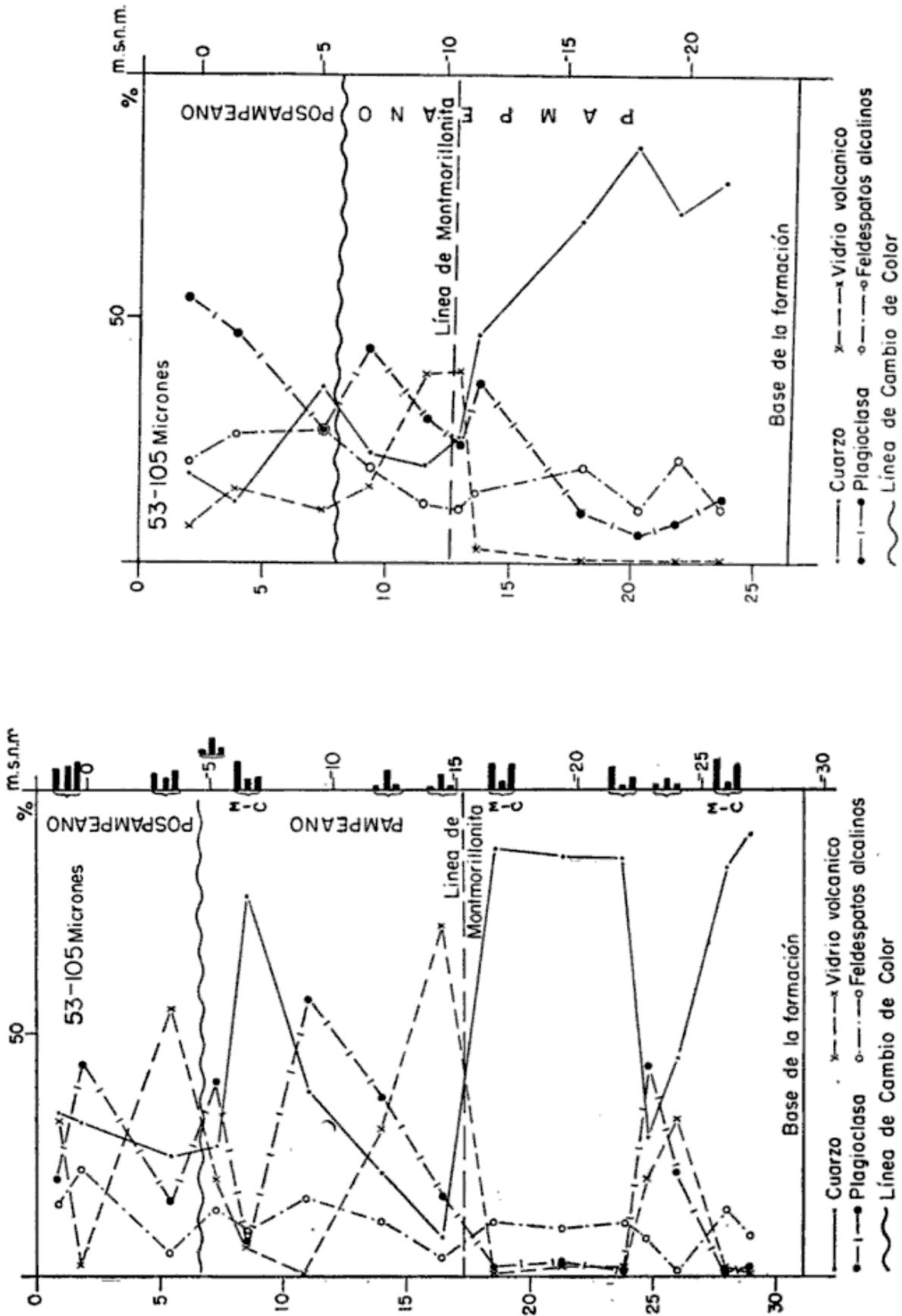


Fig. 14. — Perfil mineralógico de la localidad 28, Ensenada Reducción con la composición de la arcilla. Explicación en fig. 10.

Fig. 15. — Perfil mineralógico de la localidad 24, Canal Santo Domingo (V. Domingo). Ver figura 18.

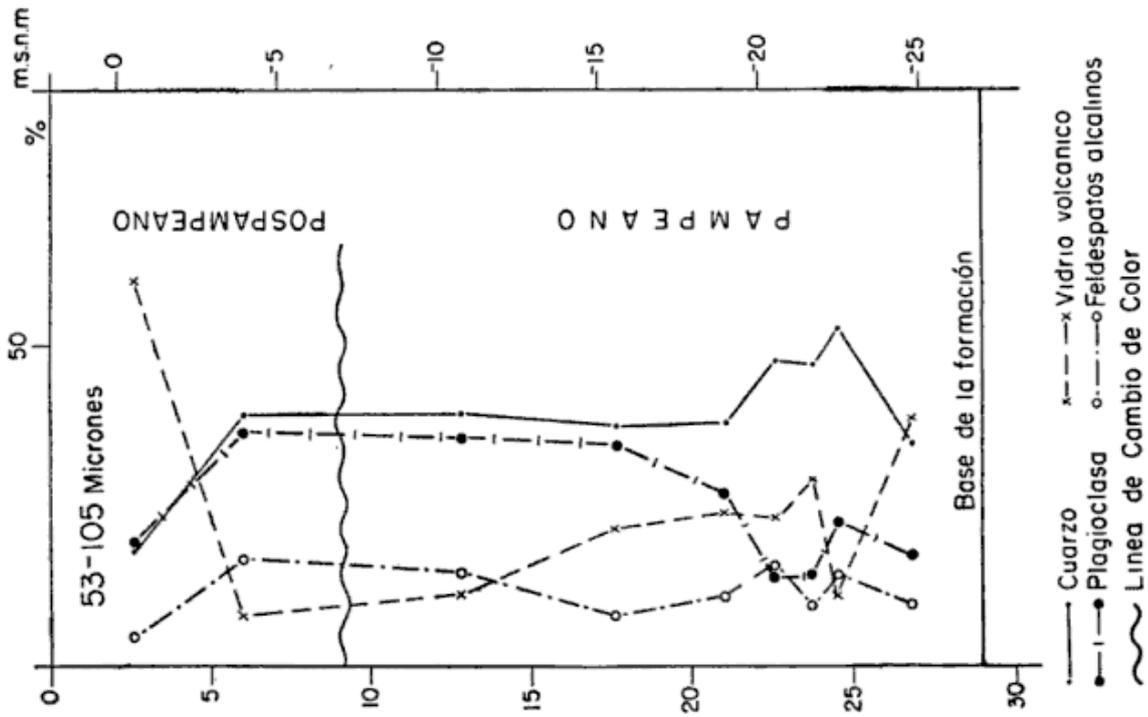


Fig. 16. — Perfil mineralógico de la localidad 30, Isla Manceli. La zona de cuarzo está débilmente desarrollada.

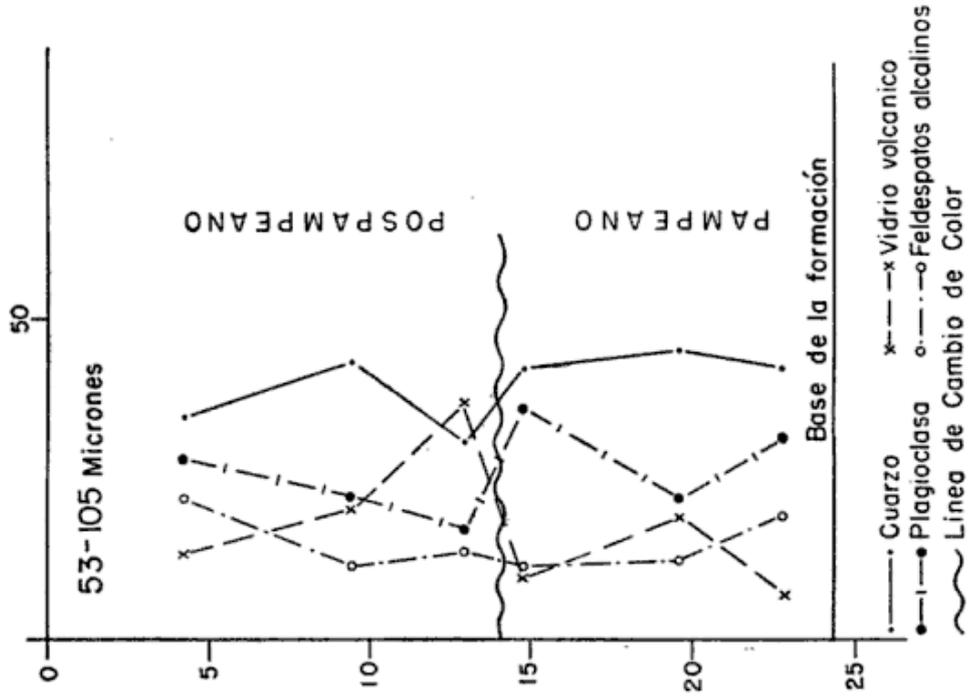


Fig. 17. — Perfil mineralógico de la localidad 32, Puento Alsina. Nótese la ausencia de la zona de cuarzo.

que encontramos dentro del Pampeano mismo (figs. 14 y 15).

Valle del Riachuelo. — Se estudiaron dos perfiles de esta área, uno situado en las proximidades de la boca del Riachuelo (loc. 30), y el otro a la altura de Puente Alsina (loc. 32). En el primero (Isla Maciel, fig. 16) encontramos las dos secciones — plagioclásica y cuarzosa — más débilmente desarrolladas que en las áreas anteriores. En la sección superior la relación cuarzo : plagioclasa es prácticamente 1 : 1; el cambio se produce alrededor de los —20 metros, donde la relación pasa abajo a 2,5 : 1. En Puente Alsina (fig. 17) el espesor del Pampeano es mucho menor y no está diferenciada la parte inferior cuarzosa; aunque el cuarzo predomina, la plagioclasa es también abundante. Los feldespatos alcalinos oscilan entre 10 y 20 por ciento. Es interesante notar la constancia de la composición (con excepción del vidrio volcánico) en todo el perfil, no revelándose ninguna diferencia significativa entre el Pampeano y el Pospampeano (Lujanense).

MINERALES PESADOS

En este estudio el problema de los minerales pesados ha sido considerado sólo superficialmente. Las observaciones someras realizadas permiten llegar a las siguientes conclusiones preliminares. Los sedimentos del Pampeano son pobres en componentes pesados. Las mediciones cuantitativas mediante líquidos pesados no dan buenos resultados, por la dificultad en liberar los granos de la pasta volcánica y de la matrix arcillosa, y porque entre los minerales pesados se mezclan fragmentos de rocas basálticas cuya mesostasis ha sido reemplazada por óxido de hierro. Un recuento microscópico de la fracción 44-88 micrones de muestras de las localidades 30 (—15 m) y 33 (—17 m) dieron respectivamente proporciones de 1/30 y 1/140

entre minerales pesados y livianos. Los sedimentos del Querandino son al parecer algo más ricos en minerales pesados; en la localidad 30 se halló, arriba y abajo de la separación entre esta formación y el Pampeano, los siguientes valores: 1/13 (Querandino) y 1/30 (Pampeano). Entre la facies Lujanense y el Pampeano, en el valle del Riachuelo, no se hallaron diferencias significativas.

La fracción pesada está formada por minerales opacos (magnetita, hematita) en una proporción entre 1 a 2 y 1 a 3 respecto a los transparentes; entre estos últimos, hornblenda verde y parda (más raramente basáltica) y clinopiroxeno se encuentran en proporción similar; ortopiroxeno existe en relación de 1 a 10, aproximadamente, respecto al clinopiroxeno. Apatita, granate y zircón son mucho menos abundantes.

Las arenas limpias intercaladas en el Pampeano (p. ej., loc. 19, —20-22 m) contienen, además de los minerales indicados, otros más típicamente metamórficos, tales como cianita, estauroлита, sillimanita, turmalino y corindón; por sus minerales pesados, estas arenas son idénticas a las Arenas Puelches.

DISTRIBUCIÓN DEL VIDRIO VOLCÁNICO

Capital Federal y zonas oeste y norte. — El contenido de vitroclastos en el Pampeano de la Capital Federal varía dentro de amplios límites (de cero a más de 70 % de la fracción limo-arenosa), tanto en dirección vertical como horizontal. La mayor concentración se encuentra en un manto de unos 6 metros de espesor, cuya base está situada entre cero y 5 metros sobre el nivel del mar, según el lugar (fig. 3). El porcentaje de vidrio oscila entre 30 y 70 por ciento, con los mayores valores en la zona próxima al río de la Plata, y alguno menor en la zona suburbana del oeste (Campo de Mayo, La Tablada), y

mínimo en la parte intermedia (Parque Centenario, Agronomía). El espesor del manto piroclástico aumenta hacia el oeste: La Tablada, 8 m; Campo de Mayo, 10 m; Open Door, 13 m, si bien debe señalarse que en la parte del centro (geográfico) y oeste de la Capital (Parque Centenario, Agronomía) por encima del manto el vidrio volcánico sigue siendo un componente de cierta importancia en el loess (10 a 15 %).

El vidrio volcánico se presenta asimismo en abundancia en otros niveles, pero sin constituir mantos tan espesos ni continuos como el descrito arriba. En la zona "céntrica" (localidades 1 y 4) existe una capa de loess o limo cinerítico, con 60-70 % de vitroclastos, de 2 a 3 metros de espesor, situado su techo a -5 m (loc. 1) y -6 (loc. 4), o sea que este horizonte se apoya prácticamente en lo que podría considerarse el techo del "Preensenadense". Concentraciones de vidrio volcánico a aproximadamente el mismo nivel se encuentran en La Tablada (espesor 1,2 m; cota del techo -1 m; 75 % de vidrio), Campo de Mayo (espesor 1 m; cota 1 m; 40 %); y Open Door (espesor 4 m; cota 4 m; 40 %). Este manto vitroclástico, que parecería ser continuo, no fue encontrado en cambio en las perforaciones de Parque Centenario y Agronomía, aunque el espaciamiento de las muestras en el nivel correspondiente admite la posibilidad de que haya pasado inadvertido.

Proporciones de vidrio menores a las indicadas se hallaron a distintos niveles y lugares, sin constituir niveles continuos. Por lo demás, los niveles prácticamente desprovistos de vidrio son numerosos. En general puede decirse que el vidrio es poco abundante o ausente por debajo de la cota cero, y especialmente dentro del "Pre-Ensenadense" (en la perforación de localidad 4, sin embargo, se encontró un nivel con 20 % de vidrio a cota -16 m, 4 metros sobre las Arenas Puelches). En los ni-

veles más elevados del Pampeano superior está generalmente presente pero es poco abundante.

En San Fernando (fig. 11) se nota una concentración de vidrio en los primeros 13 metros; el resto contiene poco vidrio, excepto un delgado horizonte cinerítico a los -3,5 metros, que al mismo tiempo es rico en plagioclasa (ver arriba).

Area suburbana sur. — En el área sur el vidrio se encuentra también en su mayor parte concentrado en la parte superior del perfil. Su distribución es más irregular y difusa y su cota media más baja que en el Pampeano de la Capital Federal, y la concentración no alcanza en general a cifras tan elevadas. En Gerli, el vidrio es relativamente abundante a diversos niveles situados entre -9 m y +2 m (40 %); entre ambos extremos, el porcentaje de vidrio es en general menor, pues no excede de 30 %, y usualmente es entre 10 y 20 %. En Lanús el vidrio es poco abundante en la parte arcillosa superior y en cambio se concentra debajo de esta capa. El nivel inferior de la zona vitroclástica está entre -9 y -14 metros, aproximadamente, con proporciones generalmente no exceden de 40 %. En una localidad (loc. 14) el manto piroclástico está reducido a una delgada capa de 5 metros (+4 a -1 m). El tercio inferior, aproximadamente, de los perfiles del área de Lanús y Gerli, está prácticamente desprovisto de vitroclastos de vidrio volcánico, excepto como detrito muy fino que forma parte de la matrix en las areniscas limosas friables.

El vidrio tiene también en el área de Lomas de Zamora una distribución algo errática. Según algunos sondeos (loc. 17 y 19) existe un manto cinerítico relativamente delgado (5-7 m) a nivel alrededor de la cota cero. En otros sondeos (loc. 18 y 21), en cambio, los vitroclastos se extienden a través de la

mitad a los tercios superiores, aunque, generalmente con variaciones en sentido vertical. Hay además otra localidad (loc. 22), por lo menos, en que el vidrio está prácticamente ausente excepto por una leve concentración en 20 % a nivel -11 a -15 metros.

También en Almirante Brown (loc. 23) se advierte una notable escasez de vidrio en todo el perfil; desde la base (-33 m) hasta -17 metros no hay prácticamente vitroclastos en las arcillas verdosas; arriba de este nivel, y en coincidencia con la presencia del loess arcilloso-limoso, aquellos comienzan a aparecer en proporción de menos de 5 % de los componentes limo-arenosos, manteniéndose por debajo de 10 % hasta los dos o tres metros próximos a la superficie, en que el contenido de vidrio crece hasta un 20 %.

Planicie costera. — En Sarandí y Dock Sur existe una concentración bastante bien definida de vitroclastos inmediatamente debajo de la sección gris verdosa superior, coincidiendo con la presencia de limos loésicos en esa parte del perfil. El vidrio se presenta en parte con detrito fino formando parte de la matrix.

En Sarandí, el vidrio se concentra entre -6 y -13 m, con un máximo de 40 %. En Dock Sur, alcanza también a 40 % en la parte superior y disminuye gradualmente a 20 % en la parte inferior del manto piroclástico. Este manto piroclástico, que se extiende entre las cotas -8 y -17 m s.n.m., o sea que comienza arriba a unos 5 metros por debajo del límite inferior del Pospampeano. Las arenas arcillo-limosas verdosas del Pospampeano contienen una proporción de vidrio uniforme, que oscila entre 10 y 15 por ciento que es aproximadamente la misma proporción que se encuentra en los cinco metros superiores del Pampeano.

En Ensenada, la distribución del vidrio es diferente a la que encontramos

en la vecindad del Riachuelo, pues la mayor proporción de vitroclastos se halla en los limos arcillosos que constituyen los tres metros inferiores del Pospampeano, donde forman hasta casi el 80 % de la fracción limo. Debajo del Pospampeano la concentración de vidrio disminuye bruscamente hasta un 10 %, pero entre 14 y 17 metros (aproximadamente -12 y -15 m s.n.m.) volvemos a encontrar una capa cinerítica con hasta 80 % de vidrio, que tiene las características externas de un loess.

En el perfil de Dolores el vidrio se encuentra concentrado entre los niveles 18 metros (-9 m s.n.m.) y 31 metros (-22 m); también hay un manto relativamente rico en vidrio a 54 metros de profundidad.

Valle del Riachuelo. — La mayor proporción de vitroclastos se encuentra en la sección gris verdosa, donde alcanza a cerca del 20 % de los clastos. Debajo del nivel de cambio de color el vidrio desciende a un 10 %, con ocasionales horizontes de hasta 20 %. En los últimos cinco metros del perfil el vidrio se hace menos frecuente, hasta prácticamente desaparecer. Por lo tanto, como en las áreas anteriores, encontramos aquí una concentración del vidrio en los niveles superiores, pero en el valle del Riachuelo el vidrio está más homogéneamente distribuido a través del perfil que en las áreas alejadas del valle.

Area del río Paraná inferior. — La distribución del vidrio volcánico es similar en los dos perfiles ubicados sobre la margen derecha del río; la mayor concentración (20-30 %) se encuentra en la parte superior (arriba de 5 m s.n.m. en Lima, y de cero en Dálmine, en ambos casos hasta la superficie), y muy poco en la porción media e inferior del perfil. En el perfil del delta el vidrio es muy escaso y está homogéneamente distribuido en la totalidad del perfil.

DISTRIBUCION ESTRATIGRAFICA DE LOS MINERALES DE ARCILLA

Generalidades

En las cuarenta localidades estudiadas se analizó la composición semi-cuantitativa de la fracción arcilla en la totalidad de los niveles de los cuales se contaba con muestras. Por diferencias en la frecuencia de muestreo, los pases en la composición de la arcilla no están ubicados con la misma precisión en todos los perfiles. Los resultados obtenidos están sintetizados gráficamente en las figuras 3 a 18.

Capital Federal y zonas suburbanas oeste y norte (fig. 3)

Desde el punto de vista de la composición de la arcilla, se distinguen en el perfil del Pampeano de esta área dos secciones bien definidas. La sección superiores, entre la superficie y aproximadamente la cota -9 metros en la mayor parte de la Capital Federal (figs. 3 y 18), contiene *illita* como su principal especie, acompañada por pequeña cantidad de caolinita; montmorillonita está presente en algunos niveles, en cantidad muy subordinada. La sección inferior, entre la cota indicada y las Arenas Puelches, contiene principalmente montmorillonita, apreciable proporción de caolinita y algo menos de *illita*. Además de la distinta composición, las arcillas de ambas secciones se diferencian entre sí por el grado de cristalización y/o capacidad de orientación, que se manifiesta en la dimensión y nitidez de las reflexiones basales. La arcilla de la sección illítica presenta reflexiones mal definidas y difusas (fig. 18), mientras que la arcilla montmorillonítica muestra picos bien marcados, tanto en las reflexiones de la propia arcilla expansible como en las de caolinita e *illita*. *Este nivel de cambio en la mineralogía de la arcilla*

—que llamaremos en adelante “línea de montmorillonita”— coincide exactamente con la “línea de cuarzo” descrita más arriba (figs. 8 a 15).

La “línea de montmorillonita” es muy neta y posee un nivel constante en gran parte de la ciudad ($-8,5$ m en La Tablada; -9 m en Agronomía; $9,5$ m en Parque Centenario), pero asciende gradualmente hacia el oeste ($+1$ metro en Cañuelas). También asciende, pero más rápidamente, en la dirección opuesta, entre la calle Pueyrredón y la ribera del río de la Plata (fig. 3); en el sondeo de Libertador y Esmeralda (loc. 1) la línea se encuentra a 2 metros s.n.m. (figs. 3 y 10), lo mismo que en San Fernando, también próximo a la ribera (fig. 11). En la localidad 1 hay, dentro de la sección inferior de montmorillonita, dos horizontes, a 0 y entre -4 y -7 metros respectivamente; éstos coinciden con horizontes relativamente pobres en cuarzo y ricos en plagioclasa (figs. 10 y 18). Fuera de estos horizontes la montmorillonita es muy cristalina y predomina sobre caolinita e *illita* en la proporción aproximada 7:1:1. En la proximidad de la base, sin embargo, la montmorillonita, sin dejar de predominar, se vuelve algo más pobre y menos cristalina, lo cual también coincide con una relativa abundancia de plagioclasa y disminución del cuarzo (fig. 10).

En San Fernando (figs. 11 y 18) encontramos, debajo de la línea de montmorillonita, un horizonte illítico de $-3,5$ m s.n.m. y otro menos pronunciado a -12 metros. En el primero la *illita* iguala a la montmorillonita en abundancia, mientras que en el segundo es algo menos abundante; al mismo tiempo el grado de cristalinidad es mucho menor. Estos horizontes ricos en *illita* coinciden con niveles relativamente ricos en plagioclasa. La correspondencia de estos horizontes con los hallados en el perfil próximo a Retiro (fig. 10) es realmente significativa.

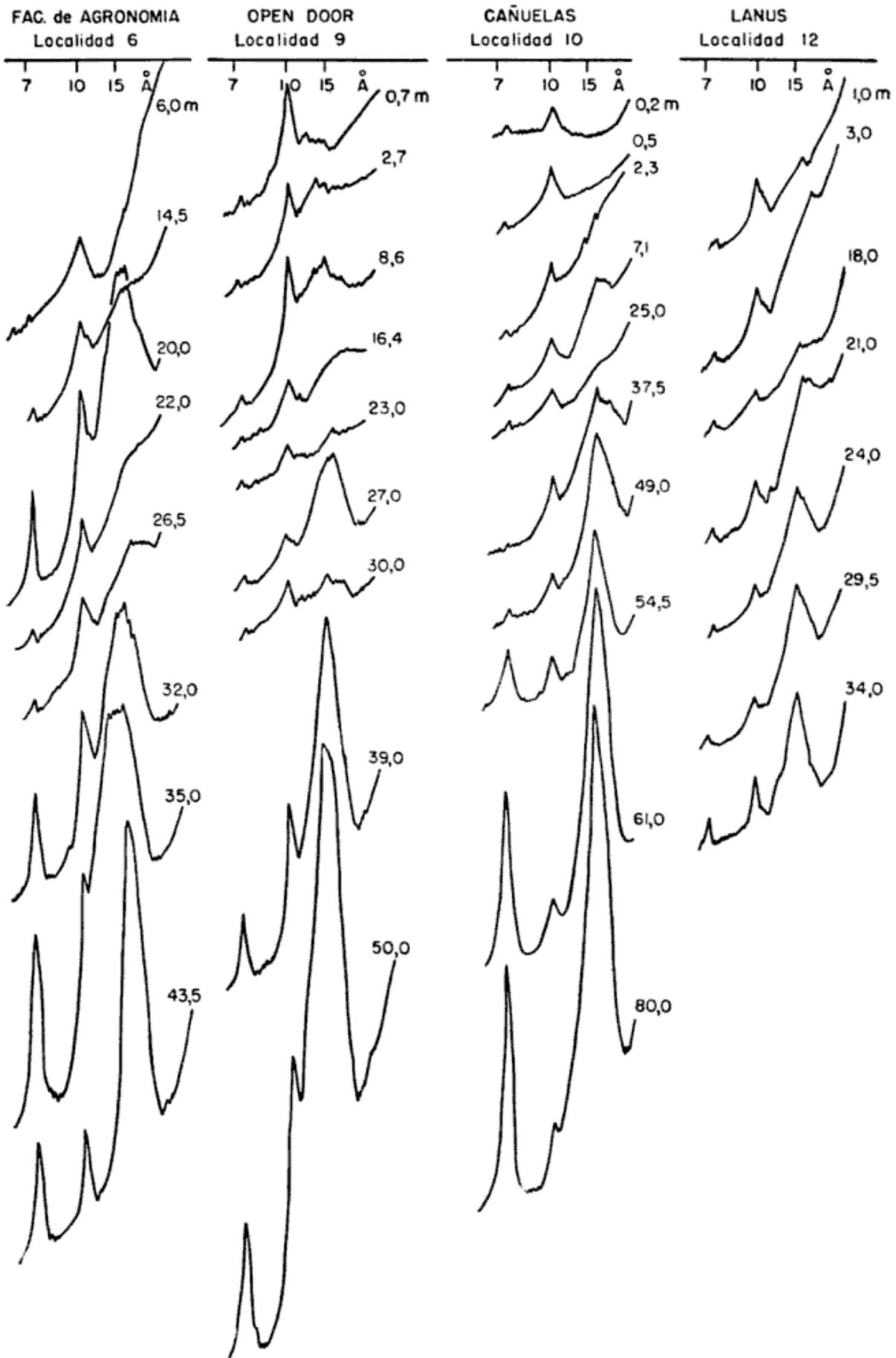


Fig. 18 a. — Diagramas de difracción de rayos X de la fracción arcilla, seleccionados de algunos perfiles del Pampeano. La cifra en cada curva indica el nivel en metros bajo la boca del pozo. (Ver explicación en el texto).

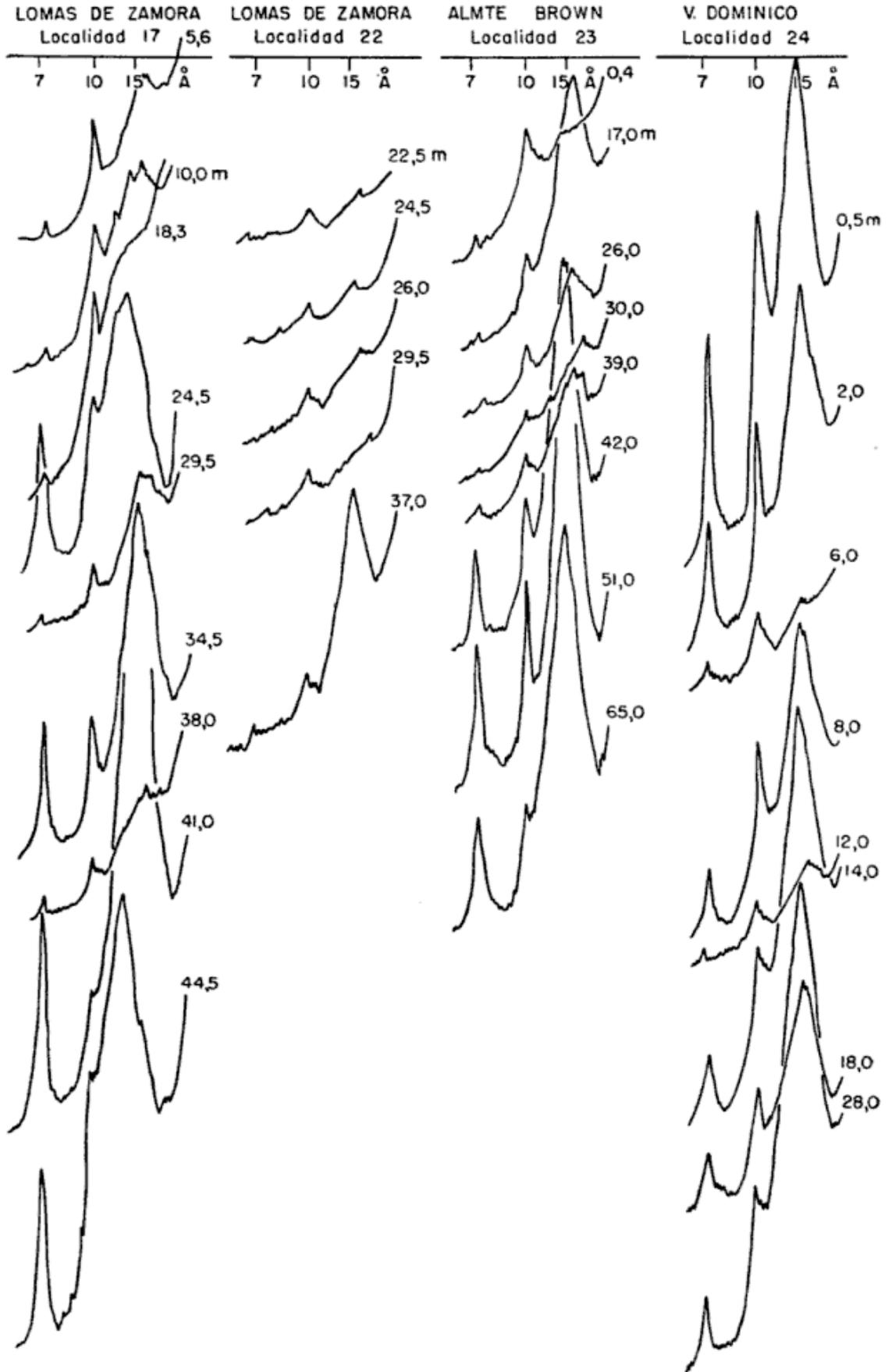


Fig. 18 b. — Ver leyenda en la figura 18 a

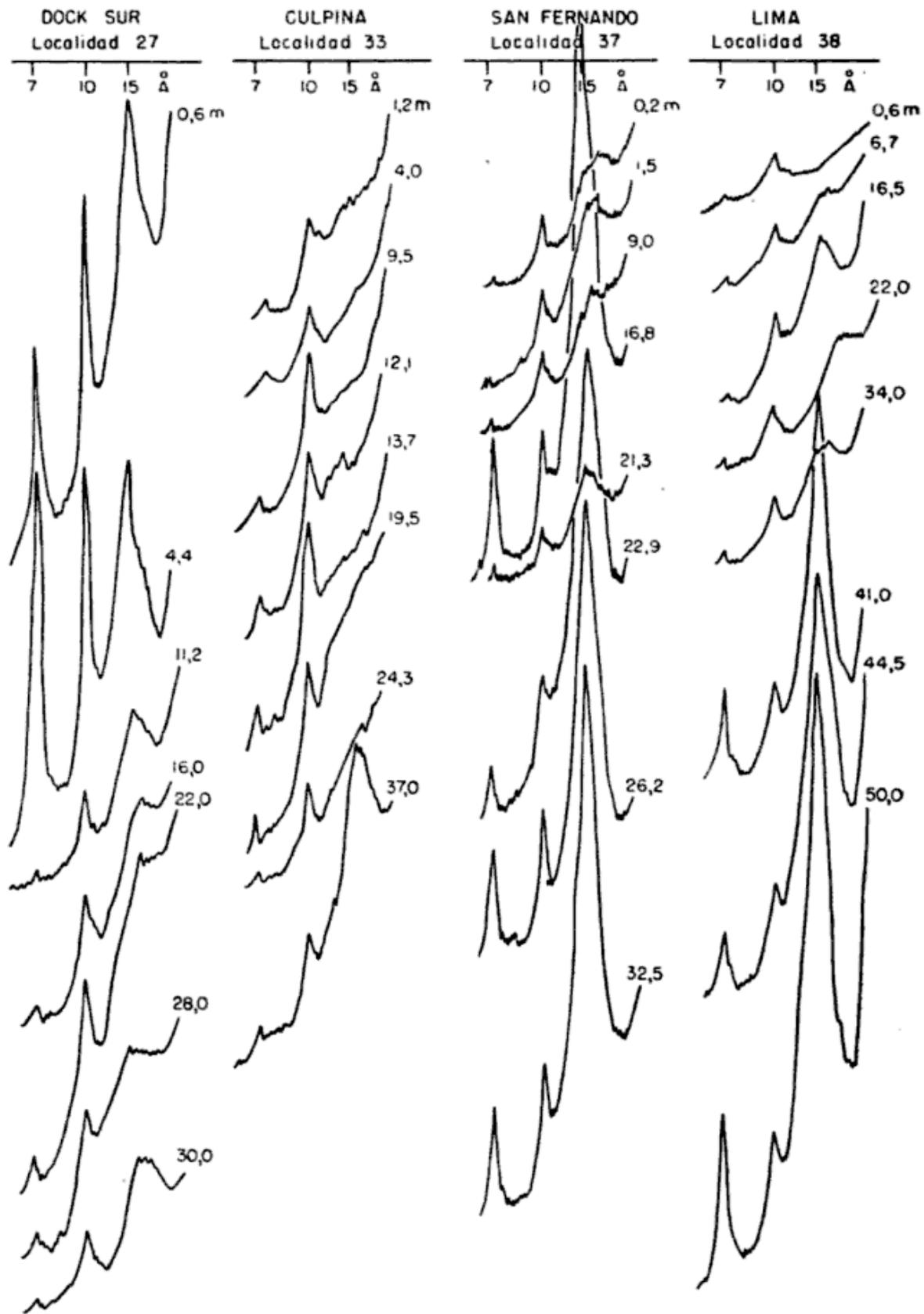


Fig. 18 c. — Ver leyenda en la figura 18 a

En Parque Centenario la sección superior es uniformemente illítica, con variable cantidad de montmorillonita y muy escasa caolinita. El pasaje a la sección inferior es neta y *coincide también aquí con la "línea de cuarzo"* (fig. 9). La sección inferior contiene una relación promedio Mt:Ca:Ill de alrededor de 5:3:1.

En Agronomía (loc. 6, fig. 18) la parte superior illítica carece prácticamente de montmorillonita y caolinita en los primeros metros, pero hay un nivel rico en arcilla expandible con reflexiones pronunciadas a alrededor de + 3 metros. La sección inferior tiene esencialmente la misma mineralogía que en la localidad anterior.

Fuera del área de la Capital, al oeste, se registra el ascenso del límite illita-montmorillonita a partir de La Tablada, alcanzando a -4 metros en Campo de Mayo (figs. 3 y 8) y + 1 metro en Open Door (fig. 18). En La Tablada hay niveles montmorilloníticos en la sección superior (+ 23 m, + 20,5 m, + 11 m, - 0,5 m) y niveles illíticos en la sección inferior (- 11-13 m). En Campo de Mayo hay además abundante montmorillonita a niveles relativamente superficiales (+ 9 m y 0 m). En Open Door, en cambio, las secciones de illita y montmorillonita están relativamente desprovistas de intercalaciones de distinta composición.

En Cañuelas (figs. 3 y 18), el límite entre las zonas de illita y montmorillonita está situado entre 29 y 46 metros (+2 y -15 m s.n.m.; la falta de muestras intermedias no ha permitido determinarlo con mayor precisión), o sea a partir de unos 8 metros por debajo del manto piroclástico. La zona superior illítica tiene pequeñas cantidades de montmorillonita a distintos niveles por debajo del loess limoso superficial, que es casi puramente illítico. Debajo de 68 m la arcilla vuelve a ser illítica.

Area suburbana sur (fig. 4)

Lo mismo que en la Capital Federal, en los sondeos realizados sobre la terraza (o borde de terraza) al sur del Riachuelo se encontró una sección superior illítica y una sección inferior montmorillonítica. El pase, o "línea de montmorillonita", se encuentra a profundidades variables entre -10 m y -18 m. En Gerli está a -15 metros; en Lanús, las cuatro perforaciones estudiadas dieron los valores -10 m (loc. 12), -16 m (loc. 13), -13 m (loc. 14) y -18 m (loc. 15). Estas diferencias pueden deberse sobre todo a la imperfección del muestreo; el valor probable es aproximadamente entre 10 y 12 metros. El pase es bastante neto, y las secciones illítica y montmorillonítica tienen composición homogénea. El perfil de la localidad 12 muestra una perfecta correspondencia entre la línea de montmorillonita y la línea de cuarzo (fig. 12). En Lanús, los niveles superiores, si bien muestran predominancia de illita, poseen apreciable cantidad de caolinita y en menor grado de montmorillonita, o sea una arcilla similar a la que, según veremos más adelante, es propia del Lujanense.

En Lomas de Zamora se analizaron perfiles con los siguientes valores de la posición del pase illita-montmorillonita: -15 m (loc. 17), -15 m (loc. 20), -16 m (loc. 22). En la localidad 17 hay en realidad una zona de transición entre -5 y -23 metros, en la que alternan niveles illíticos y montmorilloníticos que *coinciden respectivamente con los niveles ricos en plagioclasa y en cuarzo* (figs. 13 y 18). Esta zona de recurrencia mineralógica, cuyo significado sedimentológico será examinado más adelante, no ha sido detectada en los demás perfiles de Lomas de Zamora, quizá por deficiencias del muestreo.

En Almirante Brown el pase se encuentra a los -16 metros y está perfectamente definido. Sin embargo, hay niveles ricos en montmorillonita (si bien

con un grado de cristalinidad mucho menor que en la sección inferior) dentro de la sección superior, casi desde la superficie hasta —6 metros. La parte montmorillonítica inferior coincide en este perfil con la arcilla verdosa y con pequeños nódulos blanquecinos de carbonato de calcio (p. 97).

Planicie costera

Pampeano. En el tramo comprendido entre Ensenada y el canal Santo Domingo (Villa Domingo), la “línea de montmorillonita” se encuentra entre —10 y —15 metros s.n.m., ascendiendo hacia el norte (fig. 5). En Ensenada, por encima de la línea, y debajo del Querandino, encontramos un horizonte montmorillonítico a —6,5 metros (fig. 14), que coincide con un horizonte cuarzo. Como contraparte, hay debajo de la línea (—23 m) un horizonte illítico coincidente con una zona rica en plagioclasa. Estos horizontes no aparecen en Villa Domingo (fig. 18), así como tampoco se encuentran desarrollados los correspondientes horizontes cuarzosos y plagioclásicos hallados en Ensenada.

Pospampeano. La arcilla de la formación Querandino se caracteriza por una composición similar idéntica a la que caracteriza a la sección inferior del Pampeano, a saber: montmorillonita predominante (si bien algo menos que en la zona II del Pampeano), abundante caolinita e illita en cantidad igual o menor que la segunda; todas ellas con reflexiones muy agudas, revelando una excelente cristalinidad (fig. 18 b). Esta composición de la arcilla es propia sobre todo de los niveles superficiales, pues hacia abajo la arcilla expandible disminuye gradualmente en abundancia y aumenta la cantidad de illita; en la base del Querandino, caolinita, illita y montmorillonita se encuentran en proporción similar, o, en

partes, la última de ellas ha pasado a tercer orden de abundancia.

Entre el canal Santo Domingo y la boca del Riachuelo la “línea de montmorillonita” desciende rápidamente hasta tocar la base de la formación. En otras palabras, la sección montmorillonítica se acuña y desaparece en esa dirección (fig. 5). El cambio puede verse en los perfiles de Sarandí, Isla Maciel y Dock Sur (fig. 18). En Sarandí la línea está a —20 metros; en los dos últimos lugares no hay ya señales de la sección inferior (figs. 5 y 6).

Valle del Riachuelo

En Dock Sur e Isla Maciel (localidades 26, 27, 30 y 31) la sección superior gris verdosa (Pospampeano) contiene en su superficie una proporción equivalente de las tres especies de arcilla, así como una cristalinidad muy buena, la que disminuye hacia la base. En el Pampeano se encuentra illita predominante en compañía de variables cantidades de los otros dos minerales de arcilla; hacia la base de la formación aumenta la cristalinidad, pero la proporción de arcilla expandible, si bien aumenta algo, se mantiene subordinada o, al menos, no sobrepasa a la de illita.

En la localidad 32, Puente Alsina, los primeros metros del perfil poseen una arcilla similar a la del Pospampeano superior de los perfiles anteriores, pero a los 3 ó 4 metros se nota una disminución de la arcilla expandible, que se prolonga hasta alrededor de 16 metros (—11 m s.n.m.), o sea hasta el nivel donde se produce el cambio de color que hemos tomado como base del Pospampeano. De este nivel para abajo, la arcilla se hace casi puramente illítica y muy pobremente cristalina, condición que se mantiene hasta 23 metros, donde encontramos la zona montmorillonítica netamente desarrollada.

En la perforación de la localidad 33 (calle Culpina), tanto el Pospampeano

como el Pampeano presentan uniformemente arcilla illítica con algo de caolinita, con muy escaso o nada de arcilla expandible, en todo el perfil, excepto en la arena situada en la base, por debajo de -19 metros, y que hemos incluido en las Arenas Puelches. Esta arena contiene, en su muy escasa matriz, arcilla con la composición propia de la sección inferior del Pampeano de las arenas descritas arriba.

Más al sudoeste, en las perforaciones del arroyo Cildañez, encontramos asociaciones que presentan afinidad con las de Dock Sur, Isla Maciel y Puente Alsina. La arcilla de la sección gris verdosa superior se asemeja a la de las localidades citadas, en que la cristalinidad descende de la superficie a la base, pero la montmorillonita es aún menos abundante, alcanzando apenas a 10 por ciento. El Pampeano presenta una sección superior illítica, de cristalinidad pobre, que pasa netamente a una sección inferior de montmorillonita-caolinita-illita, altamente cristalina. Este pase se encuentra a aproximadamente -20 metros, por lo cual la sección inferior posee apenas 4 metros de espesor.

Finalmente, en el Puente de la Noria (loc. 36), hallamos nuevamente, de la superficie hacia abajo, la arcilla propia del Lujanense, con illita y caolinita y algo menos de montmorillonita, que ya a los 2 metros pasa a ser predominantemente illítica, manteniendo esta condición en el Pampeano hasta los 18 metros (-12 metros s.n.m.), en que se pasa a la zona montmorillonítica, coincidiendo este pase con la aparición de una capa de tres metros de espesor de arcilla.

Área litoral del río Paraná inferior

En el perfil de Lima (figs. 7 y 18) hallamos una línea de montmorillonita muy neta a 39,5 m (-18 metros respecto del nivel del mar), dentro de limos arenosos y arenas limosas muy finas de

origen fluvial, sin corresponder a un cambio litológico digno de mención. La sección por encima de ese nivel muestra orientación pobre de la arcilla, con illita predominante, muy poca caolinita y montmorillonita poco menos abundante que la primera, pero disminuyendo hacia la superficie. Debajo de la línea la montmorillonita, y en menor medida la caolinita, predominan claramente sobre illita y muestran muy buena cristalinidad.

En Dálmine el perfil comienza con muy pobre contenido argílico, pero va aumentando gradualmente la cristalinidad, y al mismo tiempo la proporción de montmorillonita, la que entra a predominar a un nivel superior al de línea (18 metros, o sea a -8 metros s.n.m.). La línea de arcilla no está, pues, muy bien definida, pero el contraste entre la parte superior e inferior es tan marcado como en las demás áreas.

En la sección del delta frente a Campana encontramos una situación diferente. Aquí la composición de arcilla es casi idéntica en las partes superior e inferior del perfil, con montmorillonita y caolinita bien cristalizadas, predominando sobre illita. Por debajo de los 10 metros aproximadamente se nota una disminución de la arcilla expandible, que pasa a representar una parte menor de la arcilla. Al nivel 29 m (-27 m s.n.m.) ésta aumenta rápidamente hasta la base y en pocos metros recupera su predominio, que mantiene hasta la base. Es digna de señalarse la similitud de esta distribución de los minerales de arcilla con la que se encuentra en los perfiles de la planicie costera, al sur del Riachuelo (ver arriba).

RESUMEN DE LOS RESULTADOS

ESTRATIGRAFÍA LITOLÓGICA

El análisis de los perfiles del área de Buenos Aires revela que, dentro de la homogeneidad relativa de la forma-

ción, la litología es mucho más variable lateralmente de lo que generalmente se supone. En consecuencia, la mayoría de las generalizaciones estratigráficas y genéticas publicadas hasta ahora, por fundarse en observaciones aisladas e ignorar esta variabilidad, deben ser sujetas a revisión. Tal es el caso, por ejemplo, de las especulaciones de Frenguelli (1957) sobre ciclos climáticos, basadas en una supuesta alternancia de "limos" y "loesses"; alternancia que, de acuerdo a las descripciones dadas arriba, no existe o, por lo menos, no tiene la regularidad ni el desarrollo regional que va implícito en semejante hipótesis. El autor de este trabajo no conoce ningún estudio basado en observaciones del terreno suficientemente documentadas, que sustenten la generalización a que hacemos referencia.

Las únicas generalizaciones que, sobre la base de los cuarenta perfiles estudiados, podemos hacer respecto a la litología del Pampeano y Pospampeano en el área de Buenos Aires y alrededores —y que no son necesariamente válidas para otras regiones de la Pampa— son las siguientes:

- 1) La parte superior y media del Pampeano, aproximadamente, es de naturaleza predominantemente loésica, y en general rica en componentes piroclásticos; la parte inferior contiene, en cambio, principalmente sedimentos límnicos fluviales y palustres. El límite entre ambas secciones es indefinido, ya que el pase se produce por aumento hacia abajo de los horizontes fluviales y palustres intercalados en el loess. Puesto que estos horizontes consisten esencialmente de loess retransportado, la diferenciación entre loess y limo fluvial no es siempre fácil. Dentro de límites granométricos relativamente estrechos, la litología general es bastante variable en sentido lateral, registrándose
- 2) En la planicie costera, donde la sección superior está reemplazada por el Pospampeano, el Pampeano posee características similares a las del área entre Gerli y Almirante Brown, pero en la vecindad de la boca del Riachuelo se advierte un cambio a facies más claramente palustre, con niveles de conchilla y de limos ricos en materia orgánica, características que se acentúan adentrando en el valle del Riachuelo.
- 3) La formación Pospampeana tiene una litología relativamente homogénea, en la que predominan areniscas limo-arcillosas grises verdosas de grano fino, friable. El pase Pospampeano-Pampeano es relativamente neto y superficial (—4 a —6 m) en la planicie costera, mientras que en el valle del Riachuelo se hace más difuso; fuera de un leve cambio de color, la litología arriba y abajo del límite es prácticamente indiferenciable.
- 4) Las perforaciones en ambas márgenes del río Paraná inferior muestran variaciones de composición bastante pronunciadas. En la margen derecha, terraza alta, existe —similarmente al área de la Capital

cambios notables en distancias de pocos kilómetros (p. ej., entre Lanús y Lomas de Zamora). La variabilidad es mucho más pronunciada en la parte inferior del perfil, donde el pase lateral de arcillas verdosas a areniscas limosas friables tiene lugar en distancias muy cortas, como se puede apreciar en los ejemplos recién citados.

La sedimentación límnic, representada típicamente por areniscas fluviales y arcillas palustres, está mejor desarrollada en los perfiles al sur del Riachuelo que en los situados al norte, donde la distinción entre las dos secciones, superior e inferior, es menos pronunciada (p. ej., localidades 1 y 37).

Federal— una sección superior limo-loéssica y una inferior más arenosa, de origen fluvial. El perfil del delta, en cambio, muestra en todo su espesor limos y arcillas de evidente origen límnic fluvial y palustre, sin discontinuidad aparente.

ESTRATIGRAFÍA MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN LIMO-ARENA

Los sedimentos del Pampeano poseen una composición mineralógica *sui generis*, caracterizada por la abundancia de feldespato (principalmente plagioclasa cálcica), vidrio volcánico y fragmentos líticos de rocas volcánicas. El carácter de la asociación es esencialmente volcánico, con elementos de tres ciclos volcánicos distintos, de edades respectivamente triásica (?), terciario y pleistocena. Por la distribución de sus componentes se puede establecer las siguientes zonas estratigráficas:

1. Una zona superior, donde la relación plagioclasa-cuarzo es alta, y una zona inferior donde dicha relación es muy baja. El límite entre estas dos zonas ("línea de cuarzo") coincide en forma muy groseramente aproximada con el paso transicional entre las secciones loéssicas y fluviales. La "línea de cuarzo" coincide exactamente, en cambio, con el límite de composición de la arcilla ("línea de montmorillonita"). En varios perfiles existen intercalaciones de horizontes cuarzosos en la zona superior y de horizontes plagioclásicos en la zona inferior (loc. 1, 17, 28, 37). Los datos existentes indican que el nivel de la "línea de cuarzo" desciende suavemente hacia la costa, pero al aproximarse a ésta asciende rápidamente (loc. 1 y 37). A lo largo de la ribera el nivel de la "línea de cuarzo" desciende gradualmente de noroeste a sudeste (al menos entre San Fernando y Ensenada). Dentro de la zona superior

la plagioclasa aumenta gradualmente desde la superficie hasta alcanzar un máximo próximo a la "línea de cuarzo", donde disminuye bruscamente. La relación cuarzo : plagioclasa en la totalidad del perfil disminuye desde la costa del río de la Plata hacia el interior, al mismo tiempo que disminuye el contraste entre zona plagioclásica y zona cuarzosa.

2. En el valle del Riachuelo la zona inferior cuarzosa no está representada, pues el porcentaje de plagioclasa es relativamente elevado y constante en todo el perfil del Pampeano atravesado por las perforaciones. Esto coincide con una menor proporción de montmorillonita en la fracción arcillosa (ver siguiente sección). Cerca de la boca del Riachuelo, sin embargo, ya se insinúa una zona cuarzosa (Isla Maciel).
3. El vidrio volcánico es muy abundante en la sección superior —illítica— del perfil del Pampeano, y, dentro de ella, particularmente en la parte media, donde constituye — en el área de la Capital Federal— un manto loéssico de alrededor de 7 metros de espesor. Fuera de la Capital, el manto vitroclasto está menos claramente delimitado. En algunos perfiles se observa también una concentración de vidrio justamente sobre el límite illita-montmorillonita. La distribución del vidrio es bastante irregular y no constituye horizontes guías definidos.
4. El Pospampeano posee esencialmente la misma composición que el Pampeano, pero difiere en que la plagioclasa básica es algo más abundante, contiene mayor porcentaje de minerales pesados y menor cantidad de grumos arcillosos. A estas diferencias se debe en parte el tono verdoso de esta formación —aunque a ello podría quizá contribuir el fuerte contenido de montmorillonita—

ta que caracteriza a la formación, al menos en su facies costera.

ESTRATIGRAFÍA MINERALÓGICA DE LA FRACCIÓN ARCILLOSA

La arcilla del Pampeano es esencialmente illítica en sus dos tercios superiores aproximadamente, y montmorillonítica-caolinítica en su tercio inferior. El límite entre ambas secciones —“línea de montmorillonita”— coincide con la discontinuidad en la distribución de plagioclasa y cuarzo, y es notablemente constante en su nivel, independientemente de los cambios litológicos. La línea de montmorillonita se encuentra a -9 m s.n.m. en la Capital y La Tablada, asciende lentamente hacia el oeste, siguiendo la pendiente regional del relieve, pero hacia la ribera tiene un rápido ascenso. Desciende algo del otro lado del Riachuelo, a unos -12 m (Lanús) y $-15-16$ m (Gerli, Lomas de Zamora, Almirante Brown). Sobre la plataforma costera, la línea de montmorillonita asciende de cota hacia el norte, desde Ensenada hasta Villa Domingo, pero desciende rápidamente en la boca del Riachuelo. En la misma desembocadura, y desde allí remontando el Riachuelo, hallamos a la línea de montmorillonita deprimida contra las Arenas Puelches, de modo que por lo menos hasta la altura de la calle Culpina la zona de montmorillonita prácticamente no existe. Recién comienza a levantarse algo sobre la base de la formación a la altura del arroyo Cildáñez y finalmente retorna a su nivel general en Puente de la Noria.

La distribución de la arcilla en la margen derecha del río Paraná de las Palmas presenta las características comunes al Pampeano de la terraza alta, con las zonas illítica superior y montmorillonita inferior, mientras que sobre la margen izquierda, en el delta, la distribución es similar a la hallada en la planicie costera, al sur de Buenos Aires, con montmorillonita predominan-

do en la parte superior e inferior, e illita en la parte media. La parte superior corresponde a los depósitos deltaicos pampeanos.

La composición de la arcilla del Pampeano de la llanura costera (Querandino) es esencialmente idéntica a la de la zona inferior del Pampeano, pero con disminución de la montmorillonita hacia la base. En cuanto a la arcilla del Lujanense en el valle del Riachuelo, es intermedia entre las de las zonas illítica y montmorillonítica.

SÍNTESIS DE LA ESTRATIGRAFÍA DEL CUATERNARIO DE BUENOS AIRES Y ALREDEDORES

Area de la terraza alta

La litología de la formación Pampeana no se presta para una división estratigráfica. Es verdad que en la parte superior de la formación predominan los sedimentos loésicos y los sedimentos fluviales en la inferior, pero esta diferencia no es clara en algunos perfiles y, por otra parte, el pase entre ambas partes es gradual y por lo tanto indefinido y difícil de precisar, sobre todo en perforaciones. Por otra parte, los cambios laterales de facies son pronunciados y faltan horizontes guías litológicos.

Por el contrario, el estudio de la mineralogía permite reconocer cambios verticales suficientemente persistentes para permitir una división estratigráfica. Sobre la base de la mineralogía se puede dividir al perfil del Pampeano en el área de Buenos Aires y alrededores (excluyendo el área del valle del Riachuelo) en las siguientes zonas mineralógicas (fig. 3):

I. *Zona de illita-plagioclasa*. Compreendida entre la superficie y el nivel -10 a -15 metros s.n.m., aproximadamente (espesor en la Capital Federal, 28-30 metros). Caracterizada por illita y plagioclasa, esta última

en partes más abundante que el cuarzo. En esta zona predominan los limos loésicos. La zona de plagioclasa-illita se puede subdividir de acuerdo con su contenido de vidrio volcánico, en los siguientes horizontes:

Horizonte I a. — Sedimentos con escasa a moderada cantidad de vidrio volcánico; el sedimento característico es loess arcilloso. Este horizonte, cuya presencia depende de la cota del terreno, se encuentra bien definido en el área de la Capital y zona oeste, donde posee un espesor de 8 a 10 metros; en el área al sur del Riachuelo, en cambio, en partes se acuña y es reemplazado por el miembro siguiente (*I b*).

Horizonte I b. — Manto de loess vitroclástico, conteniendo hasta más de 50 % de vidrio volcánico. Friable y poco arcilloso, posee un espesor de 6 a 8 metros en el área de la Capital Federal y zona oeste, donde se encuentra relativamente bien definido; en el área suburbana sur, en cambio, sus límites son menos claros y su espesor es menos constante.

Horizonte I c. — Sedimentos con escasa proporción de vidrio volcánico, aunque en algunas localidades —especialmente a lo largo de la ribera del río de la Plata— contiene un horizonte vitroclástico en la base. Su litología es variable, pero el componente más característico es el loess arcilloso. Espesor, alrededor de 10 metros, variable (especialmente por oscilaciones en el nivel superior).

II. *Zona de montmorillonita-cuarzo.* Compreendida entre la zona anterior y el techo de las Arenas Puelches, con un espesor de 10 a 15 metros,

dependiente sobre todo de las oscilaciones de la base de la formación. Se caracteriza por la predominancia de cuarzo y montmorillonita (con caolinita) en las fracciones limo y arcilla, respectivamente. Sus constituyentes litológicos predominantes son areniscas limosas de grano muy fino, con buena estratificación; en ciertas áreas predominan, sin embargo, arcillas verdosas.

Planicie costera

En el área de la Pampa baja falta la mayor parte de la zona de illita-plagioclasa, eliminada por erosión y reemplazada en parte por el Pospampeano (Querandino). El perfil del Cuaternario en esta parte es el siguiente:

Formación Pospampeana (Querandino). — Arenas limo-arcillosas de color gris verdoso, arcilla con montmorillonita y caolinita predominantes, plagioclasa abundante. Capa de arcilla limosa en la superficie. Espesor, 6-7 metros, entre la superficie y el nivel —5 metros, aproximadamente. La relación illita:montmorillonita:caolinita tiende a crecer hacia la base.

Formación Pampeana. — Está representado solamente el horizonte I c (que posee en su base una capa vitroclástica muy bien definida) y la zona II.

Valle del Riachuelo

En esta parte el perfil tiene similitud con el de la planicie costera, pero al mismo tiempo ofrece diferencias significativas. Como en el anterior, el perfil abarca el Pampeano y el Pospampeano, pero ambas formaciones tienen diferencias en su mineralogía respecto a la del perfil de la planicie costera. Así, la arcilla del Pampeano es de composición intermedia entre la del Querandino y el Pampeano de la zona I.

Por su parte, el Pampeano no presenta la división entre las zonas illita-plagioclasa y montmorillonita-cuarzo, sino que —al menos hasta cierta distancia de la desembocadura— todo el perfil posee una composición homogénea e intermedia entre las de aquellas dos zonas. Las dos zonas vuelven a aparecer aguas arriba; ya se presentan claramente separadas a la altura del Puente de la Noria.

En cuanto a la litología general, el perfil general del Cuaternario en el valle del Riachuelo se diferencia del de la terraza alta por la predominancia de sedimentos de ambiente límnic pronunciado y la frecuencia de horizontes de conchilla, tanto dentro del Pampeano como del Pospampeano. Debido a esta similitud litológica, unida a la homogeneidad mineralógica, resulta difícil establecer el límite entre estas dos formaciones; el cambio de coloración, que es relativamente neto entre el Querandino y el Pampeano en la planicie costera, es, por el contrario, muy difuso entre el "Lujanense" y el Pampeano del valle del Riachuelo.

Límite inferior del Pampeano

La naturaleza del pase del Pampeano a las Arenas Puelches ha sido motivo de opiniones dispares. La mayoría de los autores sostienen que entre ambas formaciones existe una discordancia erosiva, pero mientras unos atribuyen a las arenas un origen fluvial, otros autores las suponen marinas. Sobre este último punto, señalaremos que de nuestras propias observaciones, así como de las de otros autores (véase, por ej., Cordini, 1946), surge que las arenas poseen grano muy homogéneo, elevado índice de redondeamiento y composición decididamente oligomictica (el cuarzo más los fragmentos líticos cuarzosos suman más del 95 %). El elevado índice de madurez se nota asimismo en los niveles de grava, cuyo componente casi único es cuarzo micro-

cristalino o calcedonia. Además, la formación es muy homogénea, tanto en sentido lateral como horizontal; esto se comprueba no solamente por medio de las perforaciones, sino también en afloramientos como los de las barrancas de la ciudad de Paraná.

Todos estos caracteres, añadidos a su estrecha vinculación con calizas marinas (Frenguelli, 1957), indican claramente su origen marino. En un trabajo anterior (González Bonorino y Cetrángolo, 1962) ya señalamos que el complejo de arenas-arcillas verdes-arenas, a veces llamado Paranense, que se encuentra entre la formación Arcilla Parda y el Pampeano, corresponde a una típica transgresión marina, cuya fase regresiva estaría representada por las Arenas Puelches.

Respecto a la relación entre estas arenas y el Pampeano, los perfiles estudiados en este trabajo no demuestran la existencia de un hiato erosivo importante. La relativa constancia de espesor de las primeras en una extensa área (Stappenbeck, 1926), apunta en ese sentido. Es cierto que la superficie de las Arenas Puelches es algo irregular (ver figs. 3 a 6), pero ello puede atribuirse igualmente a sinuosidades en la línea de costa, aparte de la presencia de fallas tectónicas, cuyo efecto no ha sido aún debidamente evaluado.

Es importante señalar que en las barrancas de la ciudad de Paraná, donde se puede observar directamente el contacto entre las arenas y el Pampeano se comprueba que las arcillas limosas de esta última formación aparecen en forma de capas de pocos centímetros, intercaladas en la arena, y que estas capas se hacen gradualmente más numerosas y gruesas hacia arriba, hasta que la abundancia relativa se invierte y finalmente desaparece la arena. Este pase ocurre en un espesor de uno a dos metros.

No se descarta la posibilidad de que exista un hiato en la base del Pampea-

no en otras regiones de la Pampa, como, por ejemplo, en la parte central y sur de la provincia de Buenos Aires, donde faltan las Arenas Puelches, no sabemos si por erosión o porque el mar Paranense no alcanzó a invadir esa región.

CONCLUSIONES

ANÁLISIS CRÍTICO DE LA ESTRATIGRAFÍA PAMPEANA

Para el lector desprevenido, la literatura sobre la estratigrafía del Cuaternario de la Pampa ofrece a primera vista un esquema de atractiva simplicidad, en el que los problemas de correlación entre los lugares más distantes aparecen perfectamente resueltos. En la mayoría de los trabajos parece estar implícita la noción de que la sedimentación pampeana ha sido tan uniforme, que cada estrato o grupo de estratos aparece nítidamente separado de los supra e infrayacentes por superficies de discontinuidad que abarcan no solamente la Pampa sino también el resto del territorio argentino. A poco que se analiza se comprueba, sin embargo, que todo el cuadro estratigráfico así establecido no es más que la consecuencia de una inclinación natural del investigador por ubicar sus conocimientos, por imperfectos que sean, en esquemas hipotéticos que tornen inteligible al conjunto; ello aun a costa de pasar por alto algunas de las reglas básicas del razonamiento científico. Y se comprueba además que sobre la sedimentología y estratigrafía de la Pampa es muy poco lo que se conoce con certeza, y que es indispensable encarar su estudio con nuevos criterios y nuevas técnicas, sin sujetarse a los conceptos hasta ahora vigentes. En los párrafos que siguen trataremos de explicar en qué basamos esta afirmación.

El Pampeano es una formación claramente definida por su litología uniforme y sus límites bien marcados. Por otro lado, debido a la falta de discon-

tinuidades sedimentarias internas, resulta difícil distinguir en ella miembros de valor estratigráfico regional, así como tampoco se han podido distinguir biozonas. Por esta razón, sumada al reducido espesor y magnitud cronológica de la formación, la subdivisión del Pampeano en pisos¹, tal como propuso inicialmente Ameghino y se usa aún en nuestros días, resulta inapropiada y reñida con las normas estratigráficas aceptadas por los Congresos Geológicos Internacionales de 1900 en París y de 1960 en Copenhague.

De acuerdo con la definición aprobada, el piso es una unidad cronoestratigráfica de mediana magnitud que, entre otras condiciones, debe abarcar por lo menos una formación. En el caso del Pampeano es evidente que constituye por sí mismo una formación, y por consiguiente el piso —si es que se desea establecerlo— debería corresponder, en todo caso, al Pampeano y no a sus divisiones. Los “pisos” Ameghianos podrían, en todo caso, tener la categoría de “zonas” (París) o “subpisos” (Copenhague), correspondiente a la categoría litoestratigráfica de “miembro” o de “biozonas”, según las normas citadas. Los límites de las unidades cronoestratigráficas deben corresponder a límites litoestratigráficos o bioestratigráficos reconocibles en el perfil, lo que no sucede con las mencionadas divisiones del Pampeano.

Puesto que el Pampeano es una formación, solamente correspondería distinguir en él subdivisiones litoestratigráficas, o sea miembros. Los miembros deben poseer características lito-

¹ Algunos autores consideran a estos “pisos” como formaciones (Kraglievich, 1952; Bordas, 1957), uso más aceptable pero también incorrecto, pues la unidad “mapeable” que define a la formación es en este caso el Pampeano y no las subdivisiones de éste, aunque éstas poseyeran valor estratigráfico. Frenguelli (1957), por su parte, llama “horizontes” a las subdivisiones del Pampeano, término extraño a la nomenclatura estratigráfica internacionalmente aceptada.

lógicas comunes a toda la formación, pero al mismo tiempo deben ser distinguibles en el terreno y también estar separadas por límites que posean una relativa extensión regional. Por ejemplo, la división del Pampeano de las barrancas de Chapadmalal-Miramar en varias formaciones, hecha por Kraglievich (1952), si bien representa un progreso en cuanto a que se aparta de la usual división cronoestratigráfica, cae en cambio en el error de adjudicar categoría de formaciones a unidades que en el mejor de los casos serían “miembros” de la formación Pampeana, ya que estas unidades son (como lo demuestran los estudios de Teruggi et al., 1957), muy parecidas entre sí litológicamente. Las discordancias que coloca aquel autor entre sus “formaciones” deben ser interpretadas como simples superficies de erosión que, en un depósito terrestre como es el Pampeano, no tienen mayor valor estratigráfico.

Ameghino postuló dos hiatos entre los pisos del Pampeano (hiatos postensenadense y postbonaerense, además de las dos supuestas ingresiones marinas, “Interensenadense” y “Belgranense”), como así también coloca un hiato entre “Lujanense” y “Querandinense”. Tales hiatos son puramente hipotéticos—excepto, naturalmente, el posbonaerense, que marca el principio de una fase de degradación de la Pampa—, pues no existen evidencias sedimentológicas de su existencia. Algunos autores han interpretado ciertos niveles de tosca como discordancias regionales a base de la discutible suposición de que la tosca se ha formado sobre una superficie de erosión (Kraglievich, 1952, p. 30).

En resumen, aparte de los defectos formales de nomenclatura, la subdivisión corriente del Pampeano en “pisos” carece de suficientes fundamentos estratigráficos, ya que no cumple con la condición de que los límites del piso sean identificables fuera del área de la

sección tipo. A pesar de ello, es práctica corriente en la literatura geológica argentina extender a las más remotas regiones del país la subdivisión cronoestratigráfica propuesta por Ameghino para el área de Buenos Aires, con lo cual se confunde el problema de la correlación estratigráfica del Cuaternario argentino.

Tal extensión regional de las subdivisiones—reales o pretendidas—del Cuaternario del litoral bonaerense equivale a suponer que los cambios en su sedimentación ocurrieron sincrónicamente no sólo en la totalidad de la llanura pampeana, sino también—si uno se atiene a cierta literatura publicada sobre el Cuaternario de esas regiones—en la Patagonia y en la zona precordillerana. No existe, en realidad, ningún fundamento estratigráfico o sedimentológico para afirmar que los límites litológicos que puedan encontrarse dentro de la formación pampeana de, por ejemplo, los alrededores de la ciudad de Córdoba o Mar del Plata, deban corresponder a los supuestos límites del “Preensenadense”, “Ensenadense” y “Bonaerense” de la ciudad de Buenos Aires, que ya de por sí tienen valor local discutible, como hemos visto. La correlación tendría validez solamente si en ambos perfiles se encontraran discontinuidades litológicas atribuibles a fenómenos que puedan presumiblemente haber actuado en forma simultánea en ambas regiones. Uno de estos fenómenos regionales podría ser, p. ej., un cambio climático. Frenguelli (1950, p. 55; 1957, p. 62 y sigs.) ha postulado la existencia de cuatro ciclos climáticos, correspondientes respectivamente al “Chapadmalense” (“Pre-Ensenadense”), “Ensenadense”, “Bonaerense” y “Pos-Pampeano”; cada ciclo comenzaría como una etapa pluvial y terminaría con una etapa seca. Tal interpretación se basa en una supuesta alternancia de limos (fase pluvial) y loess (fase seca) en los perfiles del Pampeano

de Buenos Aires, Córdoba y Mar del Plata. Como el autor no fundamenta su hipótesis en estudios sedimentológicos, ella resulta puramente especulativa. La variabilidad que nosotros hemos hallado en la litología de perfiles muy vecinos (ver arriba) no confirman las ideas de Frenguelli. Es cierto que la sedimentación del Pampeano en el área de Buenos Aires comenzó con un régimen fluvial y terminó con un ambiente predominantemente eólico, pero este ciclo abarca la totalidad de la formación y, además, puede ser explicado simplemente por un cambio fisiográfico —alejamiento de la costa— y no necesariamente por un cambio climático (ver más adelante).

Por las mismas razones, pero quizá en mayor grado aún, resulta inaceptable la división del Pospampeano en presuntos pisos (“Lujanense”, “Querandinense”, “Platense”, etc.). El Pospampeano del área del río de la Plata no es una formación de la cual los depósitos de la planicie costera (“Querandinense”) y de los valles tributarios (“Lujanense”) constituyen otras tantas facies. El estrato tripoláceo llamado “Platense” no tiene importancia estratigráfica, y la agrupación bajo este nombre, no solamente de otros estratos del mismo origen de distintas partes del país (ver más adelante), sino también de depósitos costeros de distinto origen (medanos, cordones litorales), es arbitraria, pues no existen pruebas del supuesto sincronismo de sus deposiciones respectivas. La creación de un piso que abarcara en el tiempo al Pospampeano estaría justificada en la medida que agrupara a un conjunto de formaciones distintas, cuya homologación cronológica estuviera adecuadamente establecida; pero jamás podrían crearse pisos sobre la base de depósitos que no son más que facies en unos casos, miembros o zonas en otros, de una formación.

Las hipotéticas correlaciones a larga

distancia, tan frecuentes en los trabajos estratigráficos sobre el Cuaternario argentino, parecen estar basadas en la falacia de que todo cambio litológico en un perfil dado es la consecuencia de un cambio o evento geológico de escala regional y que, a la inversa, todo fenómeno regional —sea una variación climática, o un ascenso orogénico— se manifiesta necesariamente en un cambio litológico regional y sincronizado. En realidad, suponer que entre perfiles tan distantes entre sí como son los de Córdoba, Buenos Aires y Mar del Plata, puedan correlacionarse miembros o capas por su similaridad litológica, equivale a ignorar los más elementales principios de la sedimentología, y en particular los efectos de la evolución tectónica y morfológica sobre la sedimentación.

En primer lugar, no puede demostrarse siquiera que la sedimentación del Pampeano haya comenzado en forma simultánea en todas partes. Solamente allí donde la formación se apoya en las Arenas Puelches pueden admitirse un sincronismo inicial y eso si ignoramos las diferencias debidas al lapso transcurrido durante la regresión marina. En el resto de la Pampa, donde aquella formación guía no existe (como ocurre en el área de las ciudades de Córdoba, donde debajo de la formación Pampeana hay areniscas rojizas fluviales, y en la costa sur de la provincia de Buenos Aires, donde se encuentran en partes rocas paleozoicas, en partes sedimentos continentales neógenos de edad indeterminada) no hay forma de establecer la magnitud de tiempo transcurrido desde el comienzo de la sedimentación del Pampeano en esos lugares, puesto que desconocemos la magnitud del hiato que probablemente existe en la base del Pampeano en esas regiones.

Lo mismo puede decirse respecto al techo de la formación, que en la región de Buenos Aires estaría determinada por el cese de la deposición y la

formación de un relieve erosivo sobre el que se depositó el "Lujanense". Al incluirse a todos los depósitos límnicos depositados sobre la superficie de erosión pospampeana bajo la denominación de "Lujanense", como se hace habitualmente, no parece haberse tenido en cuenta que tanto la interrupción como la reanudación de la deposición pudieron haber ocurrido en distintos momentos en diferentes lugares. Esta posibilidad tiene importancia para la estratigrafía de todo el Pospampeano, respecto a la cual abundan en la literatura las correlaciones infundadas del tipo de las que estamos considerando. Para aclarar mejor nuestra idea, analicemos brevemente las circunstancias en que pudo haberse interrumpido la sedimentación pampeana y sobrevenido erosión y nueva deposición.

En primer lugar, hay que tener en cuenta los factores principales que controlaron la sedimentación en la llanura pampeana. Ellos son: 1º) movimientos epirogénicos, que pueden haber sido uniformes o no, según que la superficie del terreno se haya movido paralelamente a sí misma, o mediante uno o más arqueamientos de gran radio, o en forma pivotante; 2º) movimientos de tipo orogénico, especialmente el ascenso póstumo de las Sierras Pampeanas y de la Cordillera y Precordillera andinas, así como también los movimientos diferenciales de los bloques del subsuelo de la Pampa, fenómenos cuya realidad está suficientemente demostrada por las variaciones en la profundidad de las Arenas Puelches; 3º) movimientos eustáticos del mar, determinados por las glaciaciones pleistocenas, y 4º) cambios climáticos, en particular del régimen de lluvias. Veamos cómo cada uno de estos factores pudo haber influido sobre la sedimentación pampeana:

1º Los movimientos epirogénicos, aparte de provocar retrocesos o avances del mar, producen modificaciones

en la red de drenaje. Si a estos movimientos agregamos los desplazamientos de bloques del subsuelo señalados arriba en 2º), la sedimentación de la llanura puede sufrir cambios importantes. Por ejemplo, pueden formarse áreas con tendencia negativa, donde se concentrará la deposición fluvial y palustre, separadas por áreas positivas e intermedias donde predominaría la erosión o la deposición eólica. Los ejes de las áreas negativas y positivas pueden variar de posición con el tiempo. El espesor del Pampeano en la cuenca del Salado, por ejemplo, revela el carácter negativo de esa zona, pero la posición del eje de mayor hundimiento no ha sido probablemente permanente, ni la velocidad de descenso constante en todas sus partes.

2º El ascenso orogénico de las Sierras Pampeanas, que sabemos se prolongó hasta el Pleistoceno, determinó la deposición de extensos conos aluviales y sedimentos de pie-de monte. Esta sedimentación fluvial no alcanzó, al menos en forma directa, a los colectores principales (ríos Paraná y de la Plata); por lo menos en los últimos tiempos, la parte distal del pie-de monte de las Sierras de Córdoba y San Luis apenas alcanzó a penetrar en las provincias de Santa Fe y Buenos Aires. Desde allí hacia el este, los depósitos pasan, en su carácter esencial, de fluviales a loésicos, y su drenaje se vuelve en gran parte independiente del drenaje de las sierras. En consecuencia, la evolución del relieve producida a fines del Pleistoceno al pie de la Sierra de Córdoba es en gran medida independiente de la evolución del relieve en la región litoral. No hay, por consiguiente, base seria alguna para suponer que las terrazas del río Primero se corresponden con los "pisos" del Pampeano

y Pospampeano de la región litoral, como han postulado numerosos autores, desde Doering hasta Frenquelli y Castellanos (ver, p. ej. Frenquelli, 1957, p. 79 y sig., fig. 7). Tal correlación se funda aparentemente en la suposición simplista de que todos los movimientos de ascenso que afectaron la sedimentación del Pampeano fueron de naturaleza epirogénica y que abarcaron simultáneamente la totalidad de la Pampa, inclusive las sierras. Desde luego, aunque el ascenso de la llanura pampeana haya sido uniforme, su efecto sobre la sedimentación no habría sido simultáneo ni igual en toda la extensión del área afectada. Además, es mucho más verosímil suponer que la formación de terrazas al pie de las Sierras de Córdoba se debió a movimientos diferenciales de las propias sierras. Ni siquiera es necesario suponer movimientos episódicos de toda la sierra; bastarían ascensos parciales y alternados de los distintos bloques que forman las sierras de Córdoba para originar un aterrazamiento escalonado, el cual no tendría relación directa alguna con cualquier posible aterrazamiento de la zona litoral.

Más aún, puede darse el caso que exista una relación opuesta en la evolución morfológica de ambas regiones. Por ejemplo, si en la zona serrana se produce, por ascenso de las sierras, una aceleración en la erosión del pie-de-monte proximal, ello conduciría a una mayor deposición en los planos aluviales de la parte distal, lo que se traduciría a su vez en un aumento de la deposición eólica en la llanura pampeana. De esta manera, la erosión en una parte pedemontana de la Pampa correspondería a una sedimentación en la parte litoral; el aterrazamiento habría comenzado antes en la primera que en la segunda y, en consecuencia, resulta

perfectamente concebible que, por ejemplo, los depósitos aterrazados llamados "Cordobense" del área pedemontana sean más antiguos que los depósitos aterrazados del "Bonaerense" de la región litoral.

- 3º Los movimientos eustáticos del espejo del mar originan procesos erosivos y sedimentarios susceptibles de correlación, pero con las siguientes salvedades: a) ellos afectan en forma inmediata solamente a la zona litoral, pues por las mismas razones que hemos visto en los párrafos precedentes aplicadas al ascenso regional, sus efectos no alcanzan al interior de la Pampa sino en forma sumamente retardada; b) las oscilaciones eustáticas se ven interferidas por los movimientos epirogénicos, los cuales —fuera del caso improbable que sean estrictamente paralelos en toda su extensión— hacen aleatoria la correlación a distancias más o menos grandes tales como la que media entre Buenos Aires y Mar del Plata, entre las cuales sabemos hubo diferencias apreciables en la velocidad de los movimientos verticales.
- 4º Los cambios climáticos que han tenido lugar durante los tiempos cuaternarios son seguramente un factor menor en la evolución sedimentológica y morfológica de la llanura pampeana, si lo comparamos con los factores mencionados arriba. Un aumento en las lluvias podría haber producido, por ejemplo, una expansión del área loésica a expensas del área desértica, y un incremento de las vías de drenaje y de las lagunas migratorias. No puede estarse a priori, sin embargo, que un incremento pluvial deba producir erosión o deposición en un determinado lugar; ello depende de la posición de este lugar dentro de la red de drenaje, y del equilibrio entre flujo, carga y descarga de esta red.

Por ejemplo, en un determinado punto del pie-de-monte de la sierra de Córdoba, un aumento de las precipitaciones puede causar sedimentación si en la cuenca embrífera existe suficiente abastecimiento de carga, pero provocará erosión si la carga de los ríos no crece en proporción al incremento del flujo. Los factores determinantes son, pues, la morfología y la litología en la cuenca embrífera. Resulta ilógico suponer que un aumento de las precipitaciones durante una de las oscilaciones climáticas del Pleistoceno pudiera haber provocado la inundación general de la Pampa y el reemplazo general de la sedimentación eólica por la fluvial o límnic, como parecen creer algunos autores (Frenguelli 1950, p. 61; 1957, p. 62, 63).

Mencionaremos, incidentalmente, con relación a los supuestos ciclos sedimentarios, que se ha pretendido basar la existencia de una fase climática fría en el color verdoso de ciertos sedimentos (Frenguelli, 1950, p. 61). Es sabido sin embargo que en este caso el factor determinante es el potencial redox, el que a su vez depende de las condiciones hidromórficas del medio y por consiguiente está ligado a la distribución del drenaje en un determinado lugar y tiempo, no a la temperatura.

En conclusión, cualquiera de los factores arriba considerados, tomado aisladamente, pudo influir de muy diversas maneras sobre el equilibrio entre sedimentación y erosión en las distintas áreas de la llanura pampeana. Si ahora consideramos a todos los factores en conjunto —epirogénesis, orogénesis, oscilaciones eustáticas y clima— actuando simultáneamente, se configuraría un cuadro tan complejo que resulta absurdo pretender correlacionar a la distancia fenómenos tan breves en el tiempo geológico como son la sedimentación de un estrato de loess o limo, o la for-

mación de un cierto relieve de erosión fluvial.

Cuando se analiza la literatura referente a la estratigrafía del Pampeano y Pospampeano, se tropieza con la dificultad de que raramente se especifican los criterios utilizados para la correlación. En general, sin embargo, ésta se basa en la similitud litológica, criterio que, sobre todo tratándose de formaciones esencialmente continentales como lo son el Pampeano y el Pospampeano, resulta de aplicación muy discutible. Veamos un ejemplo: Frenguelli (1945) atribuye al "piso Platenense" todos los estratos tripoláceos pospampeanos, muchos de ellos situados en localidades tan distantes entre sí como, por ejemplo, el río Matanza, Chapadmalal y Miramar, Bahía Blanca, río Luján, río Carcarañá, río Santa Fe, río Pilcomayo, Mar Chiquita de Córdoba y Costa Grande (Entre Ríos). Las especies de diatomeas y demás organismos que en ellos se encuentran son vivientes (Frenguelli, 1946) y no pueden servir para la correlación; por tanto, el supuesto sincronismo de estos depósitos está fundado únicamente en su litología. ¿Es lógico suponer que las condiciones geomorfológicas, etc., apropiadas para la formación de sedimentos tripoláceos se dieron en un único momento de la evolución de la llanura pampeana?

Algo análogo ocurre con el "Lujanense", pretendido piso en el que comúnmente se agrupan todos los depósitos fluviales y lacustres que aparecen adosados sobre una superficie de erosión del Pampeano. Sobre esta base se sincronizan los sedimentos del "Lujanense" del río Luján y del río Matanza —que tienen parecida posición topográfica y geomorfológica y que por lo tanto son probablemente correlacionables— con, entre otros, ciertos depósitos fluviales que forman la base de la tercera terraza del río Primero en la ciudad de Córdoba, y limos límnicos

que en la costa de Miramar se asientan sobre el Pampeano (Frenguelli, 1957; Castellanos, 1962). Sin embargo, es evidente que a través de todo el Holoceño se han estado formando, en lagunas migratorias como las actuales, depósitos límnicos sobre superficies de erosión del Pampeano, de modo que sólo por coincidencia dos depósitos límnicos pospampeanos podrían resultar ser realmente sincrónicos. Antes de correlacionar depósitos de esta clase debe uno asegurarse que tanto su posición geomorfológica, como su nivel topográfico sean comparables. Aún así, si la distancia entre ambos es grande, este criterio puede llevar a error si no se conocen las velocidades relativas del movimiento isostático en cada región. Por este último factor es que las correlaciones entre ciertas formaciones litorales cuya posición respecto al nivel del mar parecería representar un elemento de juicio seguro, resultan asimismo aleatorias cuando se encuentran a distancias de varios centenares de kilómetros entre sí. Un ejemplo de ellos son los depósitos conchíferos del supuesto "Belgranense" en localidades como Bahía Blanca, Buenos Aires y río Paraná (Bordas, 1957); la confusión existente en la literatura sobre este punto es justamente el resultado de pretender sincronizar depósitos que no pueden ser correlacionados por los métodos habituales.

En conclusión, creemos que el actual esquema estratigráfico del Cuaternario de la llanura pampeana está prácticamente obsoleto, y que se requiere un replanteo completo del problema sobre la base de nuevos estudios de carácter sedimentológico, morfológico, etc., por parte de especialistas experimentados. Un ejemplo de la aplicación de criterios geológicos, geomorfológicos y estructurales a la solución correcta de un problema de la geología del Cuaternario, es el trabajo de Polanski (1962)

sobre la región pedemontana mendocina. En lugar de postular sincronizaciones a base de observaciones superficiales y aisladas, debe tratarse primero de llegar a una interpretación de la evolución sedimentológica, estructural y geomorfológica de cada una de las áreas morfoestructurales de la llanura pampeana; sólo sobre esta base podrá llegarse a una correcta homologación estratigráfica del conjunto.

SEDIMENTACIÓN CUATERNARIA EN EL ÁREA DE BUENOS AIRES Y ALREDEDORES

Generalidades

Las observaciones consignadas en los capítulos precedentes son insuficientes para trazar un cuadro completo de los ambientes en que se depositaron las formaciones investigadas en este trabajo. Para tal fin sería necesario densificar las observaciones y además extender las investigaciones mucho más allá del área estudiada, incluyendo además las formaciones subyacentes al Pampeano, cuyo estudio es necesario sobre todo para establecer la evolución tectónica de la Pampa durante la sedimentación pleistocena. A pesar de tales limitaciones, trataremos en este capítulo de presentar un bosquejo de la historia de la sedimentación cuaternaria en el área de Buenos Aires. Las etapas principales en la evolución de la cuenca del Plata están sintetizadas en la figura 19. Las conclusiones alcanzadas pueden hasta cierto grado ser extendidas al resto de la Pampa, pero al mismo tiempo hay que recordar que, como se señala más arriba, pequeñas diferencias en la evolución estructural de esta región —acerca de la cual sabemos todavía muy poco— pueden haber determinado diferencias importantes en la sedimentación entre un sector y otro de la Pampa.

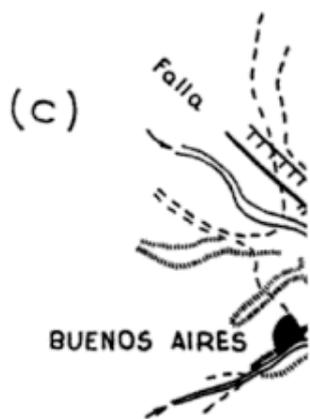


Fig. 19. — Etapas en la evolución del perfil del Pampeano; *a*, Situación del escudo brasileño, característica del período primitivo; *b*, Al depositarse alrededor del basamento. En el área del Río de la Plata; *c*, Efectos del deglaciación al fin del período Lujanense. La tendencia es a revertirse a ligeramente por el efecto de la erosión.

[The main body of the page contains extremely faint and illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document.]

[A block of faint text at the bottom of the page, possibly a footer or a separate section, which is also illegible.]

Sedimentación del Pampeano. Origen de la "línea de cuarzo-montmorillonita".

Al retirarse —posiblemente en dirección sudeste— la línea de costa del mar Paranense, se estableció en el área de Buenos Aires un ambiente fluvial, en el que se depositaron areniscas limosas, limos y arcillas bien estratificadas. Este régimen perduró durante la sedimentación de entre un tercio y una mitad del Pampeano. El carácter fluvial se manifiesta no solamente en la litología y estructura de los sedimentos, sino también en su textura y mineralogía. La predominancia de cuarzo en las fracciones limo y arena, con relación a los materiales líticos, refleja el aporte de un drenaje cuyos nacientes se encontraban en áreas de basamento cristalino. El régimen fluvial parecería estar indicado también por la presencia de granos de cuarzo redondeados y subredondeados en los limos y arcillas, pero tal redondeamiento de los clastos no es atribuible al transporte fluvial pues es dudoso que un solo ciclo fluvial pueda producir el grado de redondez que se encuentra en muchos clastos (lám. II, fig. 3). Más probablemente se trata en general de arenas retransportadas, tal vez eólicamente, procedentes de los depósitos infrapampeanos.

De las posibles áreas de procedencia del material fluvial que formó el Pampeano inferior, sin duda la más importante es el escudo brasileño. Ya entonces debe haberse establecido un drenaje precursor del actual sistema Paraná-Uruguay, teniendo en cuenta que el área de esta cuenca era de mucho tiempo atrás un área positiva con pendiente regional al sur y sudoeste (fig. 19, a). La predominancia de la asociación montmorillonita-caolinita en la fracción arcilla es una prueba del origen "brasileño" de los sedimentos. Esta conclusión está basada en lo siguiente: De acuerdo con lo que sabemos acerca de la alteración actual de los basaltos en

la provincia de Misiones (análisis inéditos del autor; ver también Riggi y Riggi, 1963) ella da origen a un material laterítico en el que predomina caolinita y contiene algo de montmorillonita. Es de presumir que la proporción de montmorillonita en el suelo aumentaba hacia el sur conjuntamente con la disminución de las precipitaciones y la temperatura media. El basalto, roca predominante en la cuenca paranense, es conocida como productora de montmorillonita en climas entre subtropical y templado.

El cambio brusco en la mineralogía que ocurrió cuando se había depositado ya alrededor de un tercio de la formación, y que consistió en la disminución del cuarzo, aumento de la plagioclasa y virtual reemplazo de la asociación montmorillonita-caolinita por illita, refleja sin duda un cambio importante en las condiciones de la sedimentación. Sin embargo, a esta discontinuidad mineralógica tan neta no corresponde una variación equivalente en la litología, lo que hace suponer que las características generales del ambiente de sedimentación se mantuvieron estables por cierto tiempo pero que, en cambio, se modificó bruscamente la procedencia de los sedimentos. Más precisamente, en la planicie de agradación surcada por ríos de la cuenca protoparanense hubo un desplazamiento de la red de drenaje, que fue reemplazada por ríos procedentes posiblemente del oeste (fig. 19, b). Mientras tanto, en forma gradual, la sedimentación eólica aumentaba a expensas de la fluvial. En ciertas localidades, el pasaje del régimen paranense al pampeano tuvo lugar con recurrencias, como queda evidenciado por la alternancia de horizontes cuarzo-montmorilloníticos con horizontes plagioclasa-illíticos (loc. 1, 17, 37).

La causa del desplazamiento brusco del drenaje fue, muy probablemente, la fracturación que dio origen al sistema fluvial del río de la Plata. Los li-

mos y arcillas eopampeanas yacentes sobre las Arenas Puelches, que afloran en la parte alta de las barrancas entre-rianas y en el territorio uruguayo, atestiguan lo reciente de este acontecimiento. El movimiento debe haber sido principalmente un ascenso de los bloques orientales (Entre Ríos, Uruguay); no hay indicios de un hundimiento del bloque pampeano, aunque no puede olvidarse que la tendencia general del área pampeana en esta parte era en ese momento negativa. El efecto morfológico principal habrá sido la formación, en el lugar del actual río de la Plata, de un colector con parecidas características a las del actual río Paraná, al mismo, sin embargo, debe haberse insinuado el estuario del Plata (fig 19, b). Simultáneamente con la fracturación principal debió ocurrir movimientos diferenciales del subsuelo en el área de Buenos Aires y sudeste, sin duda reactivaciones de fallas más antiguas según se deduce del hecho que las pequeñas diferencias de cotas de la base del Pampeano en perforaciones vecinas corresponden a diferencias mucho mayores en las cotas respectivas del basamento¹. Estas fallas, de rumbo transversal a la del Paraná, deben haber controlado la localización de los tributarios pampeanos tales como el primitivo río Matanza. Por otro lado, la deposición de horizontes piroclásticos más o menos coincidentes con el cambio de mineralogía, revela erupciones volcánicas en la región andina que pueden fácilmente relacionarse con la fracturación del área pampeana.

El cambio de procedencia de los sedimentos y la consiguiente formación de la "línea de cuarzo-montmorillonita" podría ser explicada también por otra hipótesis, que se ofrece bastante atractiva por su simplicidad. Según esta

¹ El basamento se encuentra a —280 m en la Sociedad Rural (Palermo); a —350 m en Puente Alsina, y a —400 m en Puente de la Noria.

hipótesis, dicho cambio podría estar ligado al período glacial pleistoceno. La parte cuarzo-montmorillonítica del Pampeano podría haber sido depositada en un estuario análogo al presente Río de la Plata; al comenzar el período glacial, se habría retirado el estuario dejando expuesta el área de Buenos Aires a un régimen fluvial-eólico de influencia pampeana. El actual estuario se habría formado posteriormente, como resultado del ascenso eustático ligado a la deglaciación holocena.

Esta hipótesis que acabamos de exponer presenta sin embargo algunas dificultades. En primer lugar, está la cuestión del origen de los sedimentos de la zona II del Pampeano. Según esta hipótesis, la zona mineralógica II, o inferior, del Pampeano sería de origen estuárica. Por la litología de los sedimentos (ver arriba), y reconociendo que la falta de afloramientos no nos permite estudiar adecuadamente sus caracteres estructurales, no se puede excluir aquel origen¹. Sin embargo, sabemos que el estuario rioplatense se formó estructuralmente recién después de la deposición de la parte inferior del Pampeano (recordemos a los sedimentos de esta edad coronando la planicie ondulada de Entre Ríos y Uruguay); por consiguiente, si la región de Buenos Aires hubiera estado durante ese período debajo del nivel eustático del mar, éste lo hubiera cubierto en forma de mar abierto, y la sedimentación hubiera sido de distinta naturaleza; específicamente, nerítica. Además, no hay señales, en el límite entre las litozonas I y II, de un depósito regresivo de playa que señale el retiro del presente estuario.

Otro elemento de juicio contrario es el siguiente: si el Pampeano inferior se hubiera depositado en un cuerpo de

¹ Es cierto que los depósitos actuales del estuario del río de la Plata son más arenosos que los del Pampeano inferior, pero ello puede atribuirse a la contribución de las Arenas Puelches sobreelevadas a lo largo de las costas del Paraná y Uruguay.

agua estuárico o marino, no podría explicarse la influencia simultánea de la sedimentación fluvial pampeana en el valle del Riachuelo.

Por estas razones, entre otras, desechamos la hipótesis del control glacial de la "línea cuarzo-montmorillonita" y adoptamos la del cambio de drenaje relacionado con la fracturación de la cuenca del Paraná, que expusimos primero.

El área de Buenos Aires era al parecer una zona crítica, como lo indicaría el ascenso de la línea de cuarzo-montmorillonita al aproximarse a la costa del Río de la Plata. Este ascenso y la presencia de un horizonte de illit-plagioclasa al nivel -4 a -6 metros indica que el drenaje paranense, luego de retirarse del área de la ciudad, retornó a invadir la actual zona de ribera por un breve período, tras lo cual se retiró definitivamente —excepto por algunos brazos divagantes de río como el que originó depósitos de arcillas de cuarzo-montmorillonita en la parte superior del perfil de la localidad 17 en Lomas de Zamora. Por otro lado, el lento descenso de dicha línea hacia el sur y sudeste, indica que la influencia del drenaje paranense disminuía en esa dirección. En Dolores ya no existe una zona inferior montmorillonítica (hay, sin embargo, una zona rica en ese mismo mineral entre -9 y -23 metros, y una débil "línea de cuarzo" alrededor de -27 metros).

Producido el cambio de drenaje que acabamos de explicar, y ya alejada considerablemente la costa, la sedimentación pasó a ser predominantemente eólica. El loess se acumuló en extensos mantos en la región húmeda y semi-húmeda de la llanura pampeana, con redeposiciones locales por un drenaje no muy diferente al actual. A poco de iniciado este período, se intensificaron las erupciones volcánicas en la región cordillerana y grandes cantidades de material piroclástico se mezclaron en

mayor o menor proporción con el material eólico epiclástico para formar limos loésicos de distintos tipos. En vista de que estos sedimentos, aún los más ricos en vidrio, no son cineritas puras, se puede inferir que el material piroclástico no se acumuló por transporte directo sino que fue acarreado a través de la llanura peripampeana por acción eólica discontinua, proceso durante el cual se mezcló con el material epiclástico de otras procedencias.

El aporte de material piroclástico continuó durante la sedimentación de la mayor parte del Pampeano superior, pero decayó hacia el final de esa etapa. En consecuencia, los limos loésicos más superficiales son más ricos en arcilla que la generalidad de los loesses del Pampeano superior. El origen de la mátrix arcillosa presenta un problema genético interesante, que merece un párrafo aparte.

El contenido de arcilla en el loess arcilloso es muy elevado, más de lo que indica el análisis granométrico (fig. 2; lám. I, 1). En este análisis, parte de la formación arcillosa proviene de los clastos alterados, pero ella está más que compensada por la arcilla de la mátrix que permanece agregada en grumos no fácilmente disgregables (ver *Granometría*). El origen de la arcilla de la mátrix no es fácil explicar del punto de vista del transporte. Es improbable que ella haya sido transportada en estado disperso, sino que posiblemente lo fue en agregados de tamaño limo acarreados por el viento juntamente con las partículas epiclásticas y vitroclásticas. Estos agregados eran en parte fragmentos de feldespatos o de pasta volcánica arcillificados, en parte grumos ("pellets") de arcilla sedimentaria procedente de los planos aluviales de los ríos peripampeanos. Posteriormente a su deposición la mayor parte de estos agregados fueron parcialmente o totalmente destruidos por procesos diagenéticos. La arcilla fue

disgregada por acción del agua intersticial —parcialmente quizá durante la etapa pedogenética— y redistribuida en la roca; la textura clástica inicial quedó en gran porción destruida, originándose una mátrix “amorfa”. La movilización de la arcilla durante la diagénesis se manifiesta claramente en la formación de “clay films” tanto alrededor de los elastos como en las paredes de los poros del loess.

Sedimentación en el valle del Riachuelo

Vimos arriba que en la cuenca del Riachuelo la “línea de montmorillonita” se encuentra deprimida, de tal modo que en partes puede decirse que se encuentra apoyada casi directamente sobre las Arenas Puelches (localidades 26, 27, 30, 31). Además, los sedimentos del Pampeano inferior en estas localidades son de carácter más definitivamente límnicos que a ambos lados de la cuenca del Riachuelo; arenas claramente fluviales (la presencia de abundantes espículas de esponja en estas arenas es considerada como un claro indicio de su origen fluvial) y limos y arcillas carbonosas forman la mayor parte de la sección. Es evidente que esta fue una zona relativamente deprimida desde el comienzo de la deposición del Pampeano. El número de perfiles estudiados es insuficiente para aclarar mejor el cuadro de la distribución del drenaje y, en particular, para explicar la casi ausencia de la zona de montmorillonita. Aventuramos, sin embargo, como hipótesis de trabajo, una interpretación basada en el concepto de la procedencia de las distintas asociaciones de minerales de arcilla explicada arriba. Esta hipótesis es la siguiente:

El primitivo valle del Riachuelo estaba recorrido, desde un principio, no por el drenaje protoparanense sino por un colector procedente del oeste, de manera que la composición de la arcilla era esencialmente illítica. En otras palabras, la illita representa el estableci-

miento del drenaje pampeano más o menos inmediatamente después de retirado el mar. Como señalamos arriba, la posición de este colector debe haber estado controlado por la tectónica del basamento; es decir, se habría insinuado ya desde un principio una zona estructuralmente baja, como lo demuestra la posición ligeramente deprimida del límite inferior de la formación en esa área.

Un detalle interesante en los perfiles del Pampeano inferior del Riachuelo es la existencia de capas aisladas de arena fina limpia a pocos metros sobre la base de la formación (Puente Alsina, a -15 metros s.n.m., 3 metros sobre la base; Puente de la Noria -14m s.n.m.). Estos mantos de arena representan probablemente acumulaciones eólicas formadas a expensas del material de playa del mar en retroceso. Capas similares de arena se encuentran también en el subsuelo de Lomas de Zamora (loc. 19). Dicho sea de paso, es importante tener en cuenta la existencia de estos niveles arenosos para establecer la posición correcta de la base del Pampeano en las perforaciones.

Sedimentación pampeana y glaciario pleistoceno

También dentro del lapso indicado, ocurrió otro acontecimiento que tuvo influencia en la sedimentación de la región del Plata. Aludimos a los cambios climáticos y consiguientes englazamientos de gran parte de los continentes en general y de la Cordillera andina austral en particular.

Lamentablemente, muy poco se conoce sobre el efecto de las glaciaciones cuaternarias en la sedimentación pampeana. Las ideas de algunos autores (Groeber, 1952; Auer, 1946) sobre el total englazamiento patagónico carecen del apoyo de estudios de campo suficientes, y no parecen ser confirmados por los trabajos más recientes (Polanski, 1953; Flint y Fidalgo, 1962).

Si la glaciación afectó solamente al área andina y pedemontana austral, como se deduce de los trabajos de Caldeñius (1932), su influencia sobre la sedimentación pampeana debe haber sido muy atenuada, y posiblemente enmascarada por otros factores tales como el vulcanismo y, sobre todo, los movimientos isostáticos diferenciales en el subsuelo. Como hemos señalado anteriormente, el ambiente de sedimentación en un lugar dado dependerá más de las condiciones tectónicas del subsuelo en esa parte que de las variaciones climáticas. Por consiguiente, habría que dilucidar la historia morfotectónica de las distintas áreas de la Pampa antes de pretender discriminar el efecto de los cambios climáticos.

Otra cuestión es la de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar por englazamiento y deglazamiento. Los efectos de este fenómeno son mucho más fácilmente reconocibles, aunque restringidos a la zona litoral. Aquí también nos encontramos, sin embargo, con la interferencia de los movimientos isostáticos del continente. Habría indicios de que el mar avanzó ocasionalmente sobre el área de Buenos Aires, como lo atestiguarían los bancos fosilíferos que dieron motivo a Ameghino para crear los llamados pisos "Interensenadense" y "Belgranense". La distribución y significado ecológico de estos depósitos debieran ser estudiados en vista de las observaciones contradictorias registradas en la literatura, y teniendo en cuenta su ausencia en perfiles donde por lo menos uno de ellos debiera haber sido registrado (p. ej., loc. 28). Si tales horizontes representan, como usualmente se los interpreta, depósitos de aguas saladas o salobres, significaría que se sedimentaron antes de la formación del estuario del Plata, o sea cuando el mar era relativamente abierto. Pero al mismo tiempo, por su escaso espesor y discontinuidad, estos depósitos no parecerían indicar una verdadera ingresión

marina, sino más bien un ambiente fluvial sometido a la influencia de las mareas, o de un estuario abierto. Es evidente que este problema requiere, repetimos, una total revisión. Si se verificaran las supuestas ingresiones marinas, ellas podrían atribuirse ya a oscilaciones isostáticas, ya a movimientos eustáticos relacionados con los períodos interglaciares, como lo han interpretado algunos autores. Un tercer tipo de movimientos, el tectono-eustático (deformación de las cueneas oceánicas), podría naturalmente haber influido. No habiéndose establecido aún la correlación cronológica pampeano-glacial, cualquier opinión sobre este punto sería puramente especulativa. Groeber (1952) ha propuesto una correlación entre las etapas glaciales mundiales y los escalones o gradas labradas en la plataforma continental argentina, que no tiene en cuenta los posibles movimientos isostáticos. Los nuevos estudios batimétricos y geológicos que se han venido realizando en la plataforma submarina contribuirán sin duda a aclarar esta cuestión.

Sedimentación del Pospampeano

Si consideramos solamente la fluctuación glacioeustática, se acepta (Flint, 1947; Fairbridge, 1962) que durante el máximo englazamiento el nivel del mar descendió entre 100 y 120 metros, lo cual correspondería a uno de los escalones reconocidos en la plataforma, que pasa a cierta distancia de la boca del Río de la Plata. La consecuencia de este descenso del nivel de base es que se interrumpe la sedimentación del Pampeano y se profundizan los valles tributarios de la zona litoral (fig. 19, c). Es en estas circunstancias que el río Matanza, por ejemplo, excava su lecho hasta un nivel de por lo menos unos 15 metros debajo del nivel actual. Este momento habría correspondido a la última glaciación, suponiendo que

ésta fue la más intensa, si bien sobre este punto no hay acuerdo definitivo.

El ascenso eustático que sobrevino como consecuencia del desglazamiento inundó la depresión anegando los valles tributarios, originando el estuario platense y culminando con la deposición de los sedimentos de la plataforma costera (Querandino) y de los valles anegados (Lujanense (fig. 19, d)). El Pospampeano está formado en gran parte por sedimentos removidos del Pampeano, pero en el perfil del Querandino existe al parecer una relación contradictoria en la distribución de los minerales de arcilla y los no arcillosos. En efecto, como vimos arriba, la relación cuarzo : plagioclasa aumenta hacia abajo (pág. 128), mientras que montmorillonita : illita disminuye.

Este cambio merece ser verificado mediante el análisis de otros perfiles; solamente con un estudio más completo podría buscarse una explicación de aquel hecho. La arcilla del Lujanense, por su parte, muestra una composición mixta entre la del Querandino y el Pampeano, indicando que en los valles tributarios anegados se mezclaba la arcilla procedente del estuario con los sedimentos acarreados por el drenaje pampeano.

El nivel máximo del estuario, que alcanzó en la planicie costera una cota de entre 2 y 3 metros sobre el nivel actual, debe haber coincidido con la culminación de la ingresión Flandriana del norte de Europa, ascenso eustático marcado por un depósito de conchilla ("Mar de Litorina") a 3-4 m s.n.m., datado en —6000 años. Desde entonces hasta nuestros días, hubo una leve regresión del estuario, que dejó al descubierto la plataforma costera y el fondo del valle inundado del Riachuelo y demás tributarios del Bajo Paraná y Río de la Plata.

Sobre la historia geológica cuaternaria del área del Bajo Paraná poco podemos decir debido a la escasez de

datos, pero de las tres perforaciones que hemos estudiado se pueden deducir algunos lineamientos generales. El perfil del Pampeano de la banda occidental es esencialmente igual al de la ciudad de Buenos Aires (ver arriba), tanto en su litología, como en la distribución del vidrio volcánico y de minerales de arcilla. De la otra banda, en el delta, el perfil muestra una marcada predominancia de sedimentos fluviales, además de una arcilla rica en montmorillonita y caolinita en prácticamente todo el perfil. Además, la base de la formación se encuentra unos 10 metros más abajo en el delta que en lado oeste (fig. 7). Todo indicaría que a través de todo el Cuaternario la actual región del delta conservó su posición levemente deprimida, y que el drenaje parense nunca dejó el área ahora ocupada por el delta, cuyo límite occidental habría sido notablemente estable. Para aclarar satisfactoriamente el problema de la evolución del delta del Paraná se requiere, sin embargo, muchos más elementos de juicio de los que contamos en la actualidad.

En cuanto a la historia geológica de la planicie costera de la región del Samborombón, sólo mencionaremos que el perfil estudiado por nosotros en Dolores no confirma la interpretación del perfil de Madariaga hecho por Groeber (1952), según la cual todo la sección hasta el techo de las Arcillas Verdes (Paranense) sería de edad pospampeana ("Samborombonense"). En Dolores, el Pospampeano estaría limitada solamente a los primeros 18 metros (+9 a —9 m s.n.m.), que poseen una litología límica bien definida. Esto está avalado por la distribución de la plagioclasa, que es más abundante en este nivel.

Procedencia del material sedimentario

La composición mineralógica de la fracción clástica revela que los sedimentos pampeanos están formados por elementos provenientes de una variedad

de áreas de aporte y de distintas formaciones geológicas.

Los sedimentos del Pampeano situados debajo de la línea de cuarzo-montmorillonita provienen esencialmente, según se dijo arriba, del escudo brasileño; la predominancia de cuarzo, la relativa abundancia del microclino entre los feldespatos alcalinos y la composición de la arcilla así lo demuestran.

Los sedimentos de origen pampeano situados por encima de la línea mencionada, tienen una procedencia más compleja. El mineral clástico característico de esta zona, plagioclasa, proviene de rocas volcánicas básicas; muchos individuos tienen formas y zonalidad propias de basaltos, y además se encuentran adheridos a pasta volcánica intersertal con mesostasis ferruginosa. Estos clastos con caracteres de las areniscas fluviales de la formación Río Negro, que debe a ellos su tonalidad azulada; la conclusión ineludible es que la plagioclasa proviene esencialmente de la destrucción y redeposición de dichas areniscas cuyos afloramientos muy erosionados, rodean la llanura pampeana en las provincias de Buenos Aires, Río Negro y La Pampa. El origen primario de la plagioclasa es sin duda los basaltos de edad terciaria que abundan en el norte de la Patagonia.

También derivados de las "Areniscas de Río Negro" son la mayor parte al menos de los componentes líticos, representados por fragmentos de rocas volcánicas no solamente basálticas, que acabamos de mencionar, sino también traquíticas, traquiandesíticas y de pórfiros cuarcíferos. Estos componentes son también abundantes en las areniscas, y proceden posiblemente de la serie Porfírica del norte de la Patagonia, aunque también deben haber contribuido materiales de otros ciclos eruptivos del noroeste de la Patagonia. El estado de alteración de los fragmentos líticos de los sedimentos pampeanos no permi-

te una identificación más precisa de su procedencia.

De la serie Porfírica provienen, asimismo por vía de las "Areniscas de Río Negro" en su mayor parte, el feldespato alcalino alterado, componente constante —si bien no abundante— de los limos y loesses pampeanos. Su origen son los pórfiros cuarcíferos, traquitas y queratófiros de dicho complejo eruptivo. Una porción menor de los feldespatos deriva seguramente del basamento de las Sierras Pampeanas, en parte directamente, pero más aún por remoción de las areniscas rojas permotriásicas y terciarias adosadas a dichas sierras y ahora en gran parte destruídas por la erosión. Fuera del microclino, que es propio del basamento, es difícil distinguir los feldespatos de esta procedencia de los provenientes de la serie Porfírica.

El vulcanismo pleistoceno contribuyó de manera importante a la formación de los sedimentos pampeanos, en primer lugar con el vidrio volcánico, pero también con algo de cuarzo y de feldespato alcalino (sanidina y albita-oligoclasa), los que se distinguen por su limpidez. Como se explicó más arriba, los trozos de vidrio fueron en general transportados eólicamente por remoción de la ceniza volcánica depositada en la región subandina, o sea que no fue un depósito piroclástico directo —con excepción quizá de ciertos horizontes como el que se encuentra cerca de la línea de cuarzo-montmorillonita. Aun en estos casos, sin embargo, la capa de ceniza fue redepositada localmente en cuencas y cauces.

La excelente preservación de los individuos de plagioclasa básica podría hacer pensar que su edad es muy reciente —contemporánea y quizá consanguínea con el vidrio volcánico. Sin embargo, fuera de que la procedencia de la plagioclasa resulta evidente cuando se analiza la composición de las areniscas azuladas de Río Negro, la ob-

servación de las curvas de distribución (figs. 9 a 16) demuestra que no hay relación directa entre la abundancia del vidrio y la de plagioclasa. El vidrio, por otra parte, corresponde a lavas ácidas o subalcalinas, como las que dieron origen a la fase piroclástica de los volcanes Payún Matru y otros de la región subandina.

Origen de los minerales de arcilla

A la procedencia de los minerales de arcilla ya nos hemos referido arriba al hablar del origen de la "línea de montmorillonita" (p. 137). La procedencia de la illita está estrechamente ligada a los fragmentos de rocas y minerales feldespáticos de la región peripampeana, mientras que la montmorillonita e illita del Pampeano proceden de las rocas meteorizadas de la cuenca paranense. Las arcillas del Querandino —así como las que transporta actualmente el río de la Plata, cuya composición es esencialmente la misma— tienen también este último origen, pero gran parte de la arcilla proviene de la erosión de los limos eopampeanos de la provincia de Entre Ríos, cuyos suelos son ricos en montmorillonita y caolinita (análisis inéditos del autor). La illita asociada a estos minerales en la arcilla del río de la Plata procede de la erosión de los sedimentos neopampeanos en las barrancas de la margen derecha del río Paraná.

De acuerdo con lo expresado en el párrafo precedente y en páginas anteriores, el factor determinante de la naturaleza mineral de las arcillas del Pampeano y Pospampeano es la procedencia; la neoformación, ligada a condiciones del ambiente de sedimentación, no ha sido al parecer un proceso importante. El alcance de la neoformación en los sedimentos pampeanos merece ser estudiado especialmente, a partir de los ambientes actuales de sedimentación; es posible que este factor sea importante para explicar la presencia de

algunos horizontes ricos en arcilla expandible que se encuentran en los niveles normalmente illíticos del Pampeano. Por lo pronto, estudios próximos a ser publicados por el autor demuestran que los procesos edáficos no alteran en absoluto la naturaleza de la arcilla en los suelos de La Pampa.

RESUMEN DE LAS CONCLUSIONES

1. Los problemas relacionados con el origen y la estratigrafía de los sedimentos pampeanos no pueden ser resueltos sin un estudio sedimentológico previo. Muchos de los conceptos registrados en la literatura sobre este tema, carecen de fundamento por falta de estudios adecuados; en particular, el actual esquema estratigráfico del Cuaternario bonaerense debe ser revisado sobre la base de criterios sedimentológicos y de correlación más estrictos que los utilizados hasta ahora.

2. La división estratigráfica del Pampeano, basada sobre todo en los trabajos de Ameghino, tiene relativa validez solamente en el área de Buenos Aires y aún así no en la totalidad de ella, ya que existen cambios litológicos laterales relativamente pronunciados. Los límites entre los llamados pisos del Pampeano nunca han sido adecuadamente definidos, y en todo caso podrían ser vagamente reconocidos sólo en el área de la ribera de la Capital, pues se desvanecen totalmente hacia el interior. En términos generales, sin embargo, se puede distinguir en el perfil del área de Buenos Aires y alrededores desde el punto de vista litológico, dos secciones: una superior, donde predominan los sedimentos loésicos, y una inferior, donde predominan los sedimentos límnicos fluviales y palustres. Además, hay una perceptible diferencia en la litología a ambos lados del valle del Riachuelo, pues en el área suburbana sur del Gran Buenos Aires los sedimentos límnicos son algo más abundantes que al norte,

y la sección superior loésica es algo más delgada. El pasaje entre ambas secciones, loésica y límnic, es demasiado gradual e indefinido para ser utilizado como horizonte estratigráfico.

En el valle del Riachuelo, por debajo de los sedimentos aluviales del Pampeano, el Pampeano posee carácter límnic mucho más marcado que a ambos lados del valle.

3. La composición mineralógica permite dividir estratigráficamente el Pampeano del área de Buenos Aires mejor que los criterios litológicos o paleontológicos. En efecto, en este trabajo se demuestra la existencia de dos zonas mineralógicas separadas por un límite perfectamente definido. La zona superior se caracteriza por la abundancia de illita entre los minerales de arcilla, y de plagioclasa entre los clastos de tamaño limo-arena; la zona inferior caracteriza por la predominancia de montmorillonita y cuarzo, respectivamente (la primera asociada con abundante caolinita). El límite entre ambas zonas —“línea de cuarzo-montmorillonita”— es neto y se halla a un nivel relativamente constante, entre 0 y -10 metros s.n.m. al norte del Riachuelo, y entre -10 y -20 m s.n.m. al sur. En el área de la Capital, el nivel de la línea de cuarzo-montmorillonita es aproximadamente coincidente con el límite Enseñadense-Preenseñadense del perfil de Ameghino en Dársena Norte.

4. La distribución del vidrio volcánico también puede ser utilizada localmente para la estratigrafía. En efecto, dentro de la zona superior de illita-plagioclasa la parte media está ocupada por un miembro de loess piroclástico rico en vidrio volcánico, que se presenta bien definido al norte del Riachuelo, menos definido al sur.

Otro nivel rico en vitroclastos, mucho más delgado, se encuentra aproximadamente a la altura de la línea cuarzo-montmorillonita. La distribución del vidrio en general es, sin embargo, mu-

cho menos regular que lo que podría esperarse de sedimentos piroclásticos puros, lo que revela que la ceniza volcánica ha sido retransportada cócica y mezclada con material epiclásico durante el transporte.

5. La división estratigráfica del Pampeano, basada en zonas mineralógicas, es la siguiente (de arriba hacia abajo; fig. 3):

Zona I. Illita y plagioclasa abundantes.

Subzonas:

- a) Vidrio volcánico relativamente escaso, variable.
- b) Vidrio volcánico abundante.
- c) Vidrio volcánico escaso, excepto en horizontes aislados. Plagioclasa más abundante que en a).

Zona II. Montmorillonita, caolinita y cuarzo, abundantes. Vidrio escaso o ausente.

El único límite bien marcado entre estas zonas mineralógicas es el que separa las zonas I y II, o sea la línea de cuarzo-montmorillonita. Los restantes son más o menos difusos, especialmente al sur del valle del Riachuelo. La línea de cuarzo-montmorillonita asciende levemente hacia el oeste y desciende hacia el sur. Hay indicios de que el contraste entre ambas zonas tiende a disminuir hacia el oeste.

6. El pase entre el Pampeano y la formación infrayacente, las Arenas Puelches, es en partes neto, pero más comúnmente hay en la base del Pampeano sedimentos transicionales. Además, en varios perfiles se encontraron intercaladas en los limos del Pampeano arenas idénticas a las Puelches. La evidencia de estos perfiles, así como el examen del contacto en los afloramientos de otros lugares (barrancas de Pa-

raná), indican que entre ambas formaciones no existe un hiato estratigráfico.

7. Del punto de vista de la nomenclatura estratigráfica, el Pampeano debe ser considerado una *formación*; la unidad cronoestratigráfica "piso" sólo podría aplicarse a un conjunto de formaciones sincrónicas, entre las cuales se encontraría el Pampeano. Además, nunca podría emplearse el término "piso" para subdivisiones litológicas locales, como se ha pretendido hacer desde Ameghino; estas subdivisiones, en caso que fueran realmente discernibles ("mapeables"), tendrían categoría de "miembros".

8. Para interpretar el significado sedimentológico del pase de la zona mineralógica II a la zona I, debemos tener en cuenta dos hechos importantes. Primero, no existe una discontinuidad litológica correspondiente a la discontinuidad mineralógica; no tuvo lugar, por consiguiente, un cambio marcado en las condiciones de deposición, fuera del pase gradual de sedimentación predominantemente límnic a predominantemente eólica. Segundo, es evidente que el cambio de mineralogía en la arcilla no responde a variaciones ambientales de carácter físico-químico, pues dicho cambio va acompañado por otro análogo en la relación cuarzo-plagioclasa. Por consiguiente, la causa de este fenómeno no puede ser otra que un cambio en la procedencia de los sedimentos. El pasaje brusco de la asociación cuarzo-montmorillonita a la asociación plagioclasa-illita es el resultado de la sustitución del drenaje paranense primitivo (protoparanense) por el drenaje pampeano. Tal sustitución tuvo lugar probablemente al producirse la falla del río Paraná, que motivó el retiro del drenaje paranense del área de Buenos Aires y su concentración en los actuales colectores principales.

9. El perfil del valle inferior del Riachuelo, donde falta la división entre las zonas I y II, es una excepción

que confirma la regla, debida a que en ese lugar se mantuvo desde el primer momento la influencia del drenaje pampeano.

10. Los materiales que constituyen los sedimentos de la zona I provienen, en su mayoría, de la región periférica de la pampa y, en particular, de la denudación de las formaciones terciarias ("Areniscas de Río Negro", etc.) que todavía cubren vastas áreas de las provincias de Río Negro, La Pampa, Buenos Aires, San Luis y Córdoba. Originalmente ellos provienen de las formaciones de distinta edad y composición que bordean La Pampa, principalmente las siguientes: vulcanitas mesozoicas (o paleozoicas) norpatagónicas, basaltos terciarios patagónicos y basamento cristalino de las Sierras Pampeanas. La plagioclasa, que sobre todo en la base de la zona I puede sobrepasar en abundancia al cuarzo, se originó en las efusivas terciarias norpatagónicas, pero llegó al Pampeano luego de un ciclo previo representado por las areniscas del "Rionegrense". La otra parte importante de los materiales, el vidrio volcánico, proviene directamente de los volcanes pleistocenos cordilleranos.

11. El Pospampeano en el área de estudio comprende una única formación, que incluye los depósitos designados en la literatura como "Querandino" o "Querandinense", "Lujanense" y "Platense". Estos son simplemente facies de la misma formación, y no poseen tampoco el carácter de pisos que la mayoría de los autores les adjudican. El Querandino es un depósito estuarino, mientras que el Lujanense ocupa los valles inferiores tributarios del estuario platense. La diferencia litológica entre ellos es, sin embargo, difícil de establecer, pues ambos son productos de la remoción de los sedimentos pampeanos superiores. En cambio, puede establecerse una diferencia sobre la base de la mineralogía de la fracción arcilla, ya que la montmorillonita es más abun-

dante en el Querandino que en el Lujanense. La mayor riqueza en montmorillonita (y caolinita) de la arcilla del Querandino revela que en su deposición intervinieron las aguas del estuario; en los valles tributarios éstas tuvieron acceso limitado y de ahí la menor proporción de dichos minerales en el Lujanense. En esta área, al menos, el llamado Platense es simplemente un miembro del Lujanense.

12. Montmorillonita y caolinita son minerales originarios de la alteración de las efusivas básicas de la cuenca del Paraná, donde se forman aún en la actualidad. Illita, por su parte, proviene de la alteración de los clastos de feldespato y de rocas volcánicas ácidas y mesosilíceas de la región peripampeana. El vidrio volcánico en los sedimentos pampeanos no contribuye prácticamente a la formación de arcilla.

13. Durante la sedimentación del Pampeano en el área de Buenos Aires, la parte situada al sur del Riachuelo tuvo una tendencia levemente negativa respecto a la parte situada al norte. Por su lado, el propio valle del Riachuelo fue una zona aún más negativa que las anteriores, como lo indica el carácter de la sedimentación y la posición deprimida de la base del Pampeano en la mayor parte de los perfiles estudiados. Esta parte del área debería ser estudiada mediante un número mayor de perfiles, para verificar esta conclusión y obtener un cuadro más completo de su evolución tectónica y sedimentológica.

14. Los estudios sedimentológicos y mineralógicos deben ser densificados en el área abarcada por el presente trabajo y extendidos a las áreas vecinas, a fin de confirmar y ampliar las conclusiones alcanzadas, verificar la validez regional de los criterios de correlación estratigráfica aquí propuestos, y extender su aplicación a otras regiones.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F. (1881), *La formación pampeana o estudio de los terrenos de transporte de la cuenca del Plata*. Buenos Aires - París.
- (1880-1881), *La antigüedad del hombre en el Plata*. I. Buenos Aires.
- (1889), *Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina*. Act. Acad. Córdoba, VI, Buenos Aires.
- (1908). *Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapadmalal*. Anales Museo Nacional. Buenos Aires, XVII.
- (1909), *Le Diprothomo platensis*, etc. Anal. Mus. Hist. Nat. (3) XII.
- Lucer, V. (1946), *The Pleistocene and Post-Glacial period in Fuego-Patagonia*. Sitzungber. Ac. Sci. Fenn., Helsinki.
- Dravard, A. (1857), *Observaciones geológicas sobre diferentes terrenos de transporte en la hoya del Plata*. Bibl. "La Prensa", Buenos Aires.
- Bordas A. F. (1957) *Argumentos paleontológicos y climáticos, etc. Ameghiniana* I, 1-2.
- Burckhardt, C. (1907), *La Formation Pampéenne de Buenos Aires et Santa Fe*, en Lehmann-Nitsche, Rev. Museo La Plata, XIV.
- Burmeister, G. (1867), *Fauna Argentina: Introducción. Descripción de los terrenos fosilíferos*. Anales Museo Público Buenos Aires, t. I (1864-69).
- Caldenius, C. C. (1932), *Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego, Argentina*. Direc. Gral. Min. Geol. Pub. 95, Buenos Aires.
- Castellanos, A. (1962), *El Holoceno en la Argentina*. Inst. Fis. Geol., U. N. Litoral, XLV.
- (1952), *Sedimentos con restos de moluscos del Belgranense e Interensenadense en las márgenes del Paraná y el Carcarañá*. Rev. Soc. Geol. Arg. VII.
- Cordini, I. R. (1946), *Nota sobre las arenas de la provincia de Entre Ríos*. Anales 2º Congr. Panam. Ing. Min. Geol., Brasil, II.
- Darwin, Charles (1846), *Geological observations in South America*. Londres.
- Doering, A. (1907), *La formation pampéenne de Córdoba*, en Lehmann-Nitsche, Nouvelles recherches, etc., Rev. Museo La Plata, XIV.
- Fairbridge, R. W. (1962), *World sea-level and climatic changes*. Quaternaria, VI.
- Fisk, H. N. (1951), *Loess and Quaternary geology of the Lower Mississippi valley*. Jour. Geol., 59, 4.

- Flint, R. F. (1947), *Glacial geology and the Pleistocene period*. J. Wiley, N. York.
- y Fidalgo, F. (1963), *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' L.S. en la Cordillera de los Andes*. Direc. Nac. Geol. Min., Bol. 93, Buenos Aires.
- Frenguelli, J. (1920), *Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos*. Bol. Acad. Cienc. Córdoba, XXIV.
- (1925), *Loess y limos pampeanos*. Anal. Soc. Est. Geogr. GAEA, I, 3, reimpresso en Serie Tecn. Didact., Museo La Plata, n° 7, 1955.
- (1928), *Observaciones geológicas en la región costera sur de la provincia de Bs. Aires*. Univ. Nac. Litoral, Anal. II.
- (1930), *Partículas de sílice organizada en el loess y en los limos pampeanos*. Anal. Soc. Cient. Santa Fe, II.
- (1937), *Apuntes sobre el Interensendense del subsuelo de Buenos Aires*. Notas Museo La Plata, II, Geol., n° 4.
- (1945), *El piso Platense*. Rev. Museo La Plata, II, Geol. n° 17.
- (1946), *Las diatomeas del Platense*. Rev. Museo La Plata, III, Paleont., n° 16.
- (1950), *Rasgos generales de la morfología y la geología de la provincia de Buenos Aires*. LEMIT, La Plata.
- (1957), *Neozoico, en Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, II, 3.
- González Bonorino, F. (1962), *Sedimentology and clay mineralogy of the Quaternary formations in the vicinity of Buenos Aires*. Geol. Soc. Amer., Special Paper (abstract).
- y Cetrángolo, G. (1962), *Minerales de arcilla en el subsuelo de la Capital Federal y el origen de la formación terciaria "Arcilla Parda"*. Anal. Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, t. III.
- y Teruggi, M. E. (1952), *Léxico sedimentológico*. Publ. n° 6, Museo Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia", Bs. Aires.
- Groeber, P. (1952), *Glacial, Tardío y Post-Glacial en Patagonia*. Rev. Museo Mun. Cs. Nat. Trad. Mar del Plata, I.
- Heusser, J. C. y Claraz, G. (1864), *Essais pour servir a une description physique et geognostique de la Prov. de Buenos Aires*. Noveaux Mém. Soc. Helvetique Scienc. Nat. XXI.
- Kraglievich, J. L. (1952), *El perfil geológico de Chapadmalal y Miramar, provincia de Buenos Aires*. Rev. Museo Munic. Cs. Nat. Trad. Mar del Plata, I, 1.
- Meigen, W. y Werling, P. (1915), *Ueber der Löss der Pampas formation Argentinens*. Ber. Naturforsch. Gesselsch., Freiburg, XXI.
- Orbigny, A. D. (1842), *Voyage dans l'Amérique Meridional*. III, 3, Geologie, Paris.
- Polanski, J. (1962), *Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, XVII, 3-4.
- (1953), *Supuestos englazamientos en la llanura pedemontana de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg. 8, 4.
- Principi, P. (1915), *Alcune osservazioni sul loess del territorio argentino*. Boll. Soc. Geol. Italiana, XXXIV.
- Riggi, J. C. y Feliu de Riggi, N. (1964). *Me teorización de basaltos en Misiones*. Rev. Asoc. Geol. Argentina, t. XIX, 1.
- Roth, S. (1920), *Investigaciones geológicas en la llanura pampeana*. Rev. Museo La Plata, XXV.
- Rovereto, C. (1920), *Studi di Geomorfologia argentina. II, Il Río de la Plata. IV, La Pampa*. Bol. Soc. Geol. Italiana, XXXIII y XXXIX, Roma.
- Rusconi, C. (1932). *Datos sobre una capa marina, etc.* Anal. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, IV.
- (1938), *Contribución al conocimiento de la Geología de la ciudad de Buenos Aires y sus alrededores y referencia de su fauna*. Actas Acad. Nac. Ciencias Córdoba, X, 3 y 4.
- Stappenbeck, R. (1926), *Grundwasserkunde der Pampa*. Stuttgart.
- Swineford, A. y Frye, I. C. (1951), *Petrography of the Peoria loess in Kansas*. Jour. Geology, 59, 4.
- Teruggi, M. E. (1955), *Algunas observaciones microscópicas sobre vidrio volcánico y opalo organógeno en sedimentos pampeanos*. Nota Museo La Plata, Geol. 66, XVIII.
- (1957), *The nature and origin of the Argentine loess*. Jour. Sedim. Petrol. XXVII, 3.
- en Frenguelli, J. (1955), *Loess y limos pampeanos*. Ser. Técn. Didact., n° 7, Museo La Plata.
- Etchichury, M.C. y Remiro, J.R. (1957), *Estudio sedimentológico de los terrenos de las barrancas de la zona Mar del Plata-Miramar*. Rev. Museo Arg. Cs. Nat. Geol., IV, 2.
- Valentín, J. (1898), *Geología*. Segundo Censo República Argentina, Buenos Aires.
- Wright, F. E. y Fenner, C. N. (1912), *Petrographic study of the specimens of loess, tierra cocida and scoria collected by the Hrdlicka-Willis expedition*, en Hrdlicka. Bur. Amer. Ethnol., Smithsonian Inst., Bull. 52.

Manuscrito recibido en abril de 1965.

L A M I N A S

LAMINA I

Aspecto microscópico de algunos sedimentos del Pampeano.

1. Loess arcilloso. Localidad 2, profundidad 4 metros. Clastos pequeños de cuarzo y plagioclasa en una matrix predominante de arcilla birrefringente. A la izquierda y abajo, cavidad tapizada por una película de arcilla illítica orientada. Aumento, $\times 200$.
2. Loess limo-arenoso, vitroclástico. Localidad 17, profundidad, 18 metros. Vitroclastos, plagioclasa y cuarzo se destacan en una base confusa de matrix escasa, fragmentos líticos alterados, y manchas de óxido de hierro. Aumento, $\times 200$.
3. Igual que la anterior, nicoles cruzados. Se nota la película de arcilla illítica orientada que recubre a los vitroclastos. Aumento, $\times 200$.
4. Loess limo-arenoso, sin vitroclastos. Localidad 23, profundidad, 35 metros. Clastos cuyos diámetros oscilan alrededor de 62 micrones, angulosos, en matrix limo-arcillosa. Plagioclasa abundante. Aumento, $\times 200$.



1



2



3



4

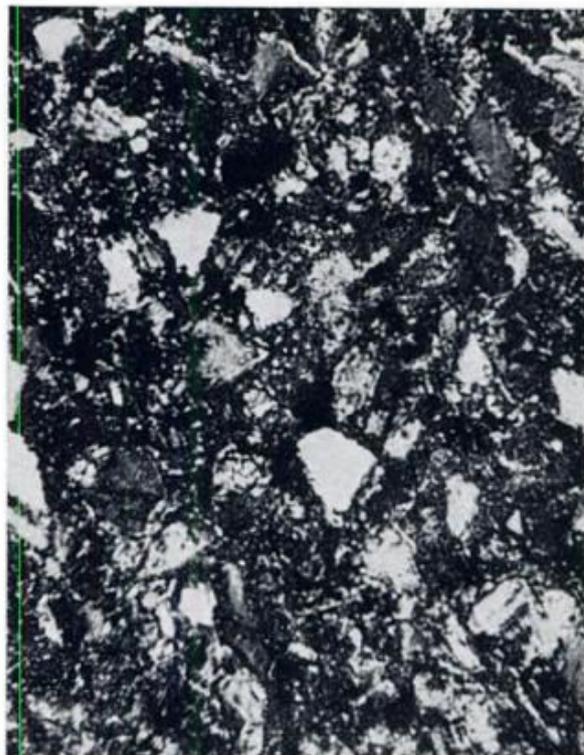
LAMINA II

Aspecto microscópicos de algunos sedimentos del Pampeano.

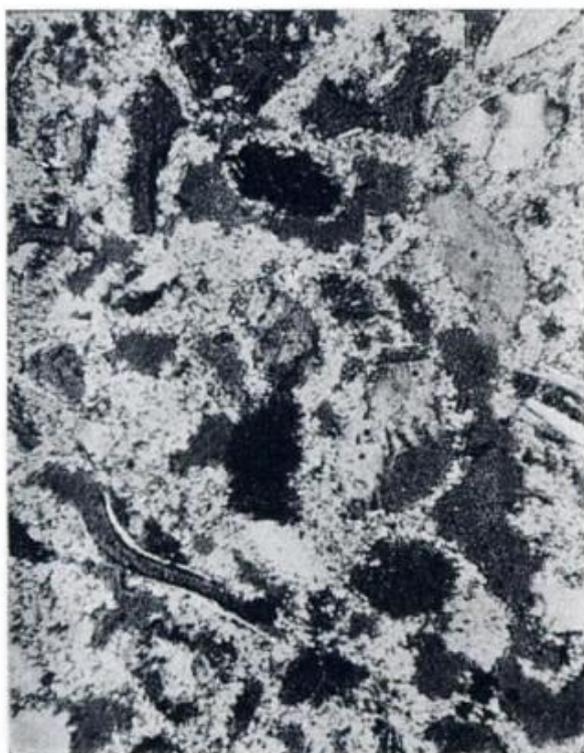
1. Limo fluvial. Localidad 27, profundidad, 13,5 metros. La textura es similar a la de ciertos loesses no vitroclásticos, pero se distingue en su grano algo más homogéneo y su empaquetamiento más denso. Se trata probablemente de material loessico retransportado. Aumento, $\times 200$. Nicoles cruzados.
2. Limo arenoso, fluvial. Localidad 33, profundidad, 17 metros. Clastos de plagioclasa y cuarzo, subredondeados, tamaño arena, en una base de limo. Se notan las películas de arcilla alrededor de los clastos. Aumento, $\times 200$. Nicoles cruzados.
3. Arenisca muy fina, limosa. Localidad 13, profundidad 35 metros. Clastos de cuarzo, algunos de ellos bien redondeados, en una matrix de limo y arcilla. En el grano de cuarzo en extinción se destaca la película de arcilla. Aumento, $\times 200$. Nicoles cruzados.
4. Loess vitroclástico con cementación calcárea. Localidad 5, profundidad, 14 metros. Tosca en estado incipiente de desarrollo. El carbonato ha reemplazado la totalidad de la arcilla y demás componentes de la matrix, pero en los clastos el reemplazo marginal es apenas perceptible. Cavidades o poros abundantes. Aumento, $\times 200$. Nicoles ligeramente fuera de perpendicularidad.



1



2



3

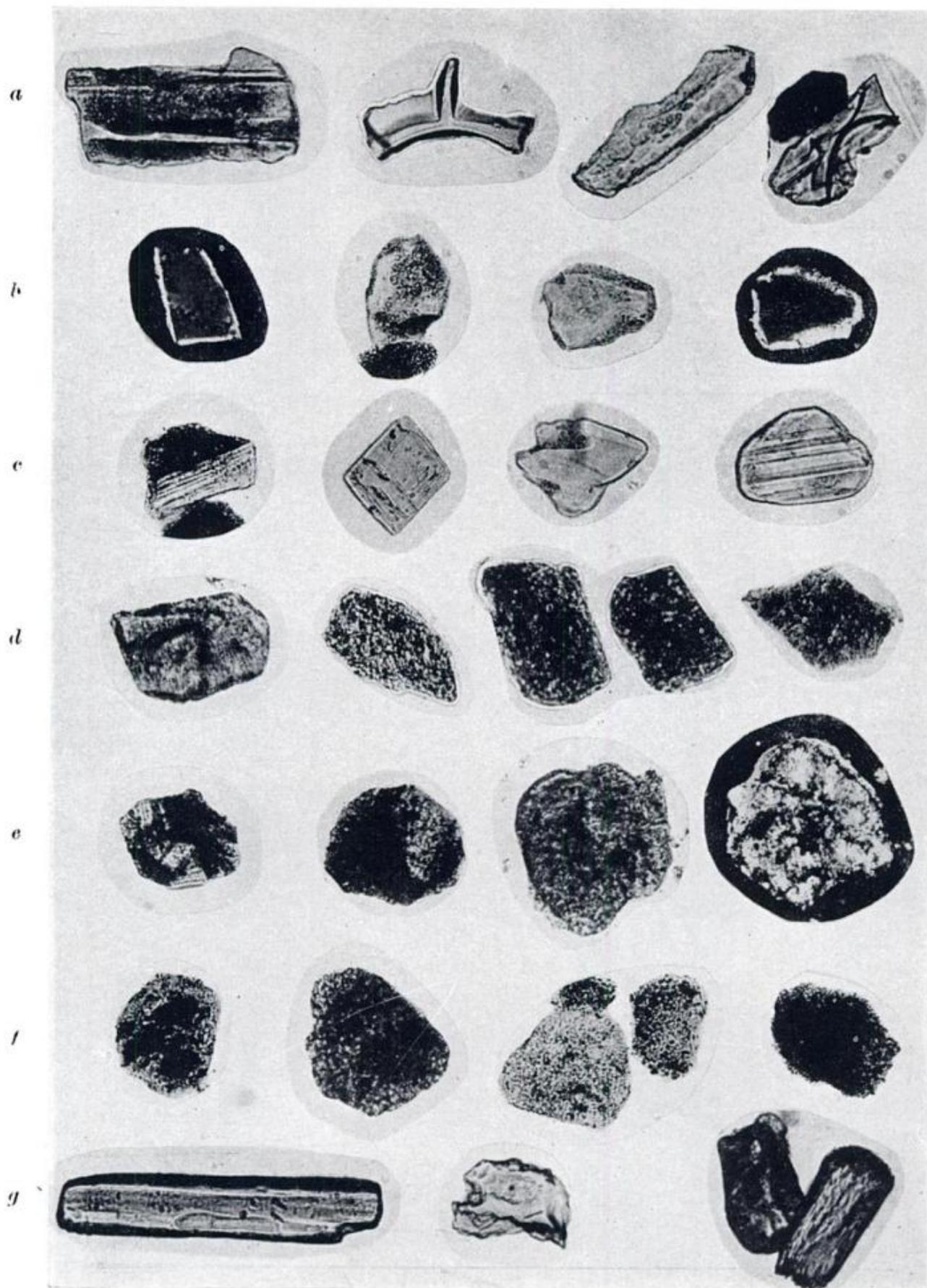


4

LAMINA III

Algunos componentes clásticos típicos de los sedimentos pampeanos.

- a. Vitroclastos.* Nótese arcilla adherida a la superficie en el primero de la izquierda.
- b. Cuarzo.* Primero y cuarto, granos vistos a nicoles cruzados para destacar la película de arcilla.
- c. Plagioclasa básica.* En el primero, porción de pasta basáltica alterada, aún adherida al fenocristal.
- d. Feldespatos alcalinos.* El primero es microclino relativamente fresco. Los restantes están fuertemente alterados. Segundo y quinto, albita; tercero y cuarto feldespato potásico.
- e. Fragmentos de rocas volcánicas, alterados.* Los dos primeros son de basalto. El tercero es pasta de pórfiro cuarcífero; el cuarto es el anterior visto a nicoles cruzados para destacar el agregado de arcilla birrefringente (illita).
- f. Agregados arcillosos de origen indeterminado.* Impregnación de óxidos de hierro.
- g. Algunos minerales pesados característicos.* El primero es una hornblenda verde pardusca; aunque este mineral es generalmente prismático en los sedimentos pampeanos, este cristal presenta una longitud mayor de la común. El segundo es una hornblenda verde con claras señales de corrosión. Los dos restantes son de clinopiroxeno; uno de ellos muestra algo de corrosión en sus extremos. Aumento, $\times 300$.



Nota al Editor:

50a. Convención Anual del AAPG-SEPM

Entre los días 26 y 30 de abril del corriente año, se reunió en la ciudad de New Orleans (Louisiana, EE.UU.) la 50ª Convención Anual de la *American Association of Petroleum Geologists* (AAPG), conjuntamente con la 39ª Convención Anual de la *Society of Economic Paleontologist and Mineralogists* (SEPM).

Las amplias instalaciones del céntrico Jung Hotel se utilizaron totalmente para albergar a parte de los 4.000 geólogos y geofísicos asistentes, funcionando allí también las oficinas permanentes del Comité Ejecutivo y los diversos grupos de trabajo. Las sesiones se llevaron a cabo simultáneamente en los tres grandes salones y demás dependencias del segundo piso, ocupándose también en forma permanente las amplias galerías y salas bajas para las exhibiciones, al igual que el microcine.

Fue Presidente del Comité del Congreso, Gordon I. Atwater, actuando como anfitrión H. O. Woodbury, Presidente de la Sociedad Geológica de New Orleans. Fue seleccionada esta ciudad pues reúnen allí la gracia típica de una parte tradicional del sur norteamericano, junto con las comodidades de una ciudad pujante, dentro de un febril centro de actividad petrolera. New Orleans, junto a Lafayette, constituye el centro de la industria petrolera del sud de Louisiana que maneja las enormes operaciones del Golfo de México. En los últimos años, fantásticos descubrimientos han llevado esta zona al primer lugar dentro de las reservas de crudo, gas y condensado de la riqueza petrolera de EE.UU. Por cierto que, dentro de este marco, han estado representadas en la Convención especialistas de prácticamente todas las empresas petroleras locales junto a geólogos del exterior, en especial Sudamérica, Europa y Cercano Oriente.

Los temas abordados en la Conversación AAPG-SEPM se dedicaron preferentemente a la Geología del Golfo de México, a los problemas estratigráficos de su relleno sedimentario, a sus procesos de sedimentación —en especial deltaica— y al análisis de la tectónica y estructuras resultantes, en gran parte debidas a diapirismo. El Symposium de Investigación fue dedicado a la memoria de Harold N. Fisk, el incansable estudioso del complejo deltaico de Louisiana, recientemente desaparecido.

Durante la convención, distribuidos en 17 sesiones, fueron presentados 129 trabajos técnicos, muchos de ellos de valioso aporte y decidida importancia, así como otros tantos que sorprendieron por su enfoque y resultados novedosos. Para dar una idea de los temas tratados, el resumen de distribución de los trabajos presentados es por sí bastante indicativo: a) Geología General, 10; b) Geofísica y Geología del manto y corteza terrestres, 14; c) Sedimentación y petrología sedimentaria, 10; d) Sedimentología, 11; e) Ambientes sedimentarios, 10; f) Sedimentación deltaica, 11; g) Diapirismo y estructuras asociadas, 24; h) Paleoecología y Paleontología, 6; i) Paleoecología y Bioestratigrafía, 8; j) Estratigrafía regional, 9; k) Conceptos estratigráficos, 9; l) Fondos oceánicos modernos, 7.

Cabe destacar la buena presentación del material gráfico durante las conferencias. El AAPG dictó normas para preparación del material de proyección en forma que los mismos, además de ajustarse a un determinado standard que haría fácil su impresión tuvieran también condiciones necesarias para su proyección como diapositivas en una platea de más de 25 filas de asientos. Antes de la convención y con una holgada antelación, el material gráfico tuvo que ser sometido a la aprobación de un Comité, en donde su *slide-editor* autorizaba su presentación, habiéndose rechazado de plano varios trabajos pues sus ilustraciones no poseían las condiciones mínimas requeridas. Esta es una excelente práctica que redundo en directo beneficio del trabajo mismo al tiempo que jerarquiza su presentación en el congreso. Entiendo que ésta es una medida que debe recordarse para nuestras futuras reuniones técnicas, teniendo en cuenta, lógicamente, nuestras posibilidades locales.

Durante la Convención AAPG-SEPM, en el microcine del Jung Hotel, se presentaron en forma continuada películas técnicas y educacionales. La mayoría eran films preparados por diferentes organismos técnicos y científicos, así como por empresas privadas relacionadas con actividades de exploración geológica, geofísica o producción petrolera. Algunas de las películas giraban alrededor de temas de vulcanología, oceanografía, física atómica, sismografía, expediciones árticas, computadoras y cohetes y proyectos espaciales, presentados por NASA. En igual forma, en los salones bajos funcionó una exposición especializada. Allí las empresas dedicadas a fabricación de instrumental, equipos y materiales, editoriales técnicas y una multitud de compañías de servicios presentaron sus novedades en 49 stands de índole comercial. Junto a ellos estaban otras 29 exhibiciones de carácter científico, técnico y educacional, estando representado allí diversas universidades, los servicios geológicos e hidrográficos de varios estados así como asociaciones y sociedades técnicas petroleras.

Durante y después del Congreso se efectuaron varias excursiones geológicas. La primera de ellas — repetida dos veces por día debido a la capacidad del avión DC-3 utilizado — consistió en un extenso vuelo de 2 ½ horas sobre el delta moderno del Mississippi y los remanentes de los complejos deltaicos anteriores. La segunda excursión, también dirigida por James P. Morgan (Louisiana State University), fue efectuada por barco hasta la boca sur del delta, en donde se estudiaron volcanes de barro, manantiales de gas y estructuras diapíricas en pleno desarrollo y movilidad. Una tercera excursión recorrió parte del complejo deltaico de Louisiana visitándose por barco la mina del domo de sal de Belle Isle. Finalmente, la excursión más importante la constituyó la dedicada a la estratigrafía y tectónica de la zona sur del Golfo de México, en la que se tuvo oportunidad de recorrer además las ruinas de las culturas prehispánicas de la península de Yucatán.

La próxima Convención Anual conjunta del AAPG y de la SEPM se realizará a fines de Abril de 1966, en la ciudad de Saint Louis, estado de Missouri.

DR. MARCELO R. YRIGOYEN

CORRIGENDA ET ADDENDA

Tomo XIX, N° 3, pág. 177, en 2ª columna renglón 16, debe decir :

“también observamos aislados rodados correspondientes a la Asociación Piroclástica Pumícea, cuya profusión se hace notable en la margen sud del río, a medida que avanzamos hacia el Este, en especial a la altura del Arroyo La Josefa.”

El presente número se ha financiado en parte con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que no se hace responsable del contenido del mismo

**ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 23 DE AGOSTO DE 1965
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA**

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

Dirigido y editado por el doctor ANGEL V. BORRELLO, 1965 (próximo a aparecer)

En un nuevo esfuerzo de labor específica la Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires ha dado término a la preparación de esta obra, primera en su género en el país, ejecutada conforme a las exigencias del más moderno trabajo geológico.

Componen el trabajo más de 4000 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

PRECAMBRICO por Dr. R. A. Zardini
CAMBRICO por Dr. A. V. Borrello
ORDOVICICO por Dr. J. C. M. Turner
SILURICO por Dra. H. A. Castellaro
DEVONICO por Dr. G. Furque
CARBONIFERO por Dr. A. J. Amos
PERMICO por Geól. R. D. Pernas

TRIASICO por Dr. J. A. Cuerda
JURASICO por Geól. O. C. Schauer
CRETACICO por Dr. C. I. C. de Ferrariis
TERCIARIO por Dres. S. J. Licciardo y
C. I. C. de Ferrariis
CUATERNARIO por Dr. A. N. Xicoy

La labor abarca principalmente el material bibliográfico publicado en el país, complementado por referencias de carácter inédito, todo ello con vistas a satisfacer las necesidades del conocimiento sistemático de la bibliografía argentina.

Con el *Indice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina* queda expuesto en su mayor parte el volumen importante que caracteriza el acervo estratigráfico de la Argentina, por lo cual la tarea configura en su magnitud una expresión de la actividad geológica en el país, ampliada hasta el presente.

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal :

Casilla de Correo 5047

YPF CALIDAD DE EXPORTACION

Una marca que abastece al país y
traspone nuestras fronteras
conquistando nuevos mercados.

YPF
COMPRELE AL PAIS!

