

Tesis de Posgrado

Aplicación del método radimétrico rubidio - estroncio a la datación de rocas sedimentarias

Rial, Graciela Edith

1982

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Rial, Graciela Edith. (1982). Aplicación del método radimétrico rubidio - estroncio a la datación de rocas sedimentarias. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1843_Rial.pdf

Cita tipo Chicago:

Rial, Graciela Edith. "Aplicación del método radimétrico rubidio - estroncio a la datación de rocas sedimentarias". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1982. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1843_Rial.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

APLICACION DEL METODO RADIMETRICO RUBIDIO-ESTRONCIO
A LA DATACION DE ROCAS SEDIMENTARIAS

TESIS DOCTORAL

Lic. Graciela E. Rial

Director de Tesis: Dr. Enrique Linares

Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas

Reg N° 1843

1982

- 1843 -
9/8

- INDICE -

RESUMEN	1
1. INTRODUCCION	3
2. UBICACION Y VIAS DE ACCESO	5
3. METODOLOGIA DE TRABAJO	
3.1. Tareas de campo	7
3.2. Tareas de laboratorio	7
4. GEOLOGIA	
4.1. Generalidades	9
4.2. Descripción del perfil	10
4.2.1. Descripción de las formaciones geológicas aflorantes en el perfil	11
4.3. Estructura	14
4.4. Geomorfología	15
5. EL METODO RUBIDIO-ESTRONCIO DE DATACION DE ROCAS SEDIMENTARIAS	
5.1. Fundamentos del método	16
5.2. Estudio de la fracción arcilla. Cristalinidad de la illita. Indices de Kubler y de Esquevin	18
5.2.1. Componentes de la fracción arcilla	18
5.2.2. Indices de cristalinidad. Indices de Kubler y de Esquevin	19
5.3. Relación entre el grado de cristalinidad de la illita y la evolución del sedimento	20
5.3.1. Grado de cristalinidad de la illita en la diagénesis	22
5.3.2. Grado de cristalinidad de la illita en el anquimetamorfismo ..	24
5.3.3. Grado de cristalinidad de la illita en el epimetamorfismo	25
5.4. Interpretación Geomorfológica	25
6. TECNICAS EXPERIMENTALES	
6.1. Selección de las muestras	28
6.2. Obtención de la fracción arcilla	28
6.3. Identificación de los componentes mineralógicos por difrac- ción de rayos-X	29
6.4. Medición de los índices de cristalinidad de Kubler y de Es- quevin	
6.4.1. Escala utilizada para índices de Kubler	29
6.4.2. Indices de Esquevin	30
6.5. Metodología de datación rubidio-estroncio	
6.5.1. Análisis químico de rubidio y estroncio	30

6.5.2. Determinación de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	31
6.5.3. Espectrometría de Masas	31
6.6. Determinaciones de la edad	32
7. RESULTADOS OBTENIDOS PARA LAS FORMACIONES SANTA ROSITA Y ACOITE	
7.1. Generalidades	35
7.2. Identificación de los minerales componentes de la fracción arcilla	33
7.3. Índices de Kubler y de Esquevin	35
7.4. Espectrometría de fluorescencia de rayos-X	37
7.5. Resultados de edades por el método rubidio-estroncio de isocronas	40
7.6. Otros resultados obtenidos	
7.6.1. Análisis rubidio de residuo y lixiviado	48
7.6.2. Dataciones por el método potasio-argón	50
8. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS. CONCLUSIONES	51
LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	54
ANEXO I. Descripciones Petrográficas	57
ANEXO II. Paleontología	62

- INDICE DE FIGURAS -

Figura N°1: Ubicación de la zona estudiada	6
Figura N°2: Esquema de evolución isotópica teórica	17
Figura N°3: Relación entre la cristalinidad de la illita (I_K) y la relación de los picos (002) y (001)	21
Figura N°4: Variación de los parámetros de la illita en el transcurso de las transformaciones diagenéticas y metamórficas	23
Figura N°5: Escalas de los índices de cristalinidad de la illita	26
Figura N°6: Distribución de las muestras analizadas de las Formaciones Santa Rosita y Acoite en el modelo de relación entre Índices de Kubler y de Esquevin	36
Figura N°7: Formación Santa Rosita, isocrona de roca total	43
Figura N°8: Formación Santa Rosita, isocrona de la fracción menor a 2 micrones	44
Figura N°9: Formación Santa Rosita, isocrona de la fracción entre 2 y 9 micrones	45
Figura N°10: Formación Acoite, isocrona de roca total	46
Figura N°11: Formación Acoite, isocrona de fracción fina menor a 2 micrones	47

Figura N°12: Diagrama isocrónico resultante del estudio de lixiviado y residuo	48
--	----

- INDICE DE CUADROS -

Cuadro N°1: Estratigrafía del Perfil	10
Cuadro N°2: Valor del índice de Kubler para los límites de las zonas de diagénesis, anqui y epimetamorfismo	30
Cuadro N°3: Componentes mineralógicos de la fracción arcilla de las Formaciones Santa Rosita y Acoite	34
Cuadro N°4: Valores de los índices de Kubler y Esquevin para las muestras de las Formaciones Santa Rosita y Acoite	35
Cuadro N°5: Análisis semicuantitativos y cuantitativos por espectrometría de fluorescencia de rayos-X	38
Cuadro N°6: Datos analíticos obtenidos para las muestras de las Formaciones Santa Rosita y Acoite	41
Cuadro N°7: Edades de las isocronas obtenidas y relaciones iniciales ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$); para las Formaciones Santa Rosita y Acoite	48
Cuadro N°8: Datos analíticos obtenidos por el método rubidio-estroncio del residuo y lixiviado de las muestras de la Formación Santa Rosita	48
Cuadro N°9: Datos analíticos y edad de las muestras analizadas por el método potasio-argón	50

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es el estudio geocronológico del Grupo Santa Victoria (Turner, 1960) aplicando el método radiométrico rubidio-estroncio a la detección de rocas sedimentarias, su presentación a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas.

Considerando los antecedentes existentes sobre el tema, se desarrolló una metodología adecuada que permitió llevar a cabo el estudio y obtener los resultados, interpretaciones y conclusiones que se dan a conocer en este trabajo.

Como se necesitó adecuar el método, se seleccionaron unidades estratigráficas perfectamente ubicadas cronológicamente. Por esto, la investigación se llevó a cabo sobre muestras pertenecientes al Grupo Santa Victoria (Turner, *op. cit.*). Con el fin de definir el evento geológico datado, se analizó el grado de evolución sedimentaria de las Formaciones Santa Rosita y Acoite, sobre la base del estudio de los índices de cristalinidad de Koblur y Esquevin de las illitas presentes en ellas.

Para la Formación Santa Rosita el estudio isotópico de roca total arrojó una edad de depositación de 494 ± 15 m.a.. El estudio mineralógico y geocronológico de la fracción arcilla de esta Formación, indica que la misma fue afectada por un proceso anquimetamórfico que modificó a los componentes arcillosos, en 410 ± 15 m.a. Se deduce que en ese momento se produjo una homogeneización isotópica de la fracción arcilla a nivel formacional. La edad de este episodio correspondería a los últimos movimientos del ciclo Caledónico, pero posiblemente su origen esté relacionado a una intrusión.

Para la Formación Acoite la isocrona de roca total, corresponde a una isocrona no real, ya que la misma arroja una relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) con un valor muy bajo para las rocas investigadas. Esto se debe a la presencia de abundante material detrítico, lo que demuestra falta de homogeneización isotópica de las muestras analizadas e invalida el valor geocronológico del resultado hallado. Para la fracción fina de esta Formación se obtuvo una isocrona de 394 ± 99 m.a., con un alto error analítico. Por lo tanto el dato radiométrico no puede considerarse como de valor geológico. A pesar de ello, el estudio mineralógico de la fracción arcilla de estas rocas, señala que el evento anquimetamórfico que la afectó no produjo rehomonogeneización isotópica a nivel formacional.

Las conclusiones halladas y reseñadas precedentemente, demuestran

ría, la posibilidad de aplicar este método a este tipo de co-
ces, si las en otras unidades cumplen los requisitos del mismo.
La metodología presentada en este trabajo, podrá ser utilizada en
el futuro en la detección de otras unidades bedisontarias, en espe-
cial aquellas donde los métodos estratigráficos, paleontológicos
y geológicos, no permitan su exacta ubicación cronológica.

1. INTRODUCCION

Hasta hace pocos años atrás, los métodos radiométricos de datación se hallaban restringidos, salvo contadas excepciones, a la determinación de edades de rocas metamórficas y eruptivas. La posibilidad de extender su uso a rocas sedimentarias, en especial aquellas desprovistas de registros fosilíferos, incrementa el campo de aplicación de algunos de esos métodos, particularmente los basados en la desintegración del ^{87}Rb (rubidio-estroncio) y del ^{40}K (potasio-argón). Esto no sólo permitió utilizar las técnicas isotópicas en otros tipos de rocas, sino también contar con otra fuente de información para la resolución de problemas de geología regional y de estratigrafía.

El objetivo de este trabajo fue el estudio geocronológico del Grupo Santa Victoria (Turner, 1960a) aplicando el método radiométrico rubidio-estroncio a la datación de rocas sedimentarias, desarrollar una metodología adecuada, y ser presentado a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires para optar el título de Doctor en Ciencias Geológicas.

Se seleccionaron las unidades litológicas del Grupo Santa Victoria (*op. cit.*) dado que éstas reúnen las condiciones necesarias para adecuar el método, en particular los afloramientos de las inmediaciones de la localidad de Santa Victoria, provincia de Salta. Dichas condiciones son:

- a- Está constituido predominantemente por rocas litáticas,
- b- escasas perturbaciones tectónicas,
- c- ubicación cronológica en la columna estratigráfica bien conocida en base a su contenido fosilífero, lo que permitiría controlar la calidad y exactitud de los datos radiométricos y la metodología aplicada, y
- d- edad paleozoica inferior que aseguraba una mayor precisión analítica.

La comarca donde se llevó a cabo la investigación se seleccionó luego de un estudio de diversas áreas posibles, de común acuerdo con el entonces profesor titular de Geología Histórica y Regional Dr. Juan Carlos H. Turner. Por otro lado debe destacarse que el Grupo Santa Victoria representa el perfil tipo del Ordovícico inferior en el territorio nacional, y que el del río Santa Victoria, en parte del cual se realizó el estudio, ha sido propuesto como patrón mundial para el Ordovícico inferior (Geological Newsletter, 1975), debido a sus características litológicas y su contenido fosilífero.

Agradecimientos

Le quiero expresar mi agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y en especial al Instituto de Geocronología y Geología Isotópica por haber facilitado los medios posibles para el logro del presente estudio.

Especialmente a los Dres. Umberto Cordani y Koji Furushita del Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, y al Dr. Michelle Penhorne de la Universidad Louis Pasteur de Estrasburgo, Francia, por su colaboración en el desarrollo de la investigación.

Agradecemos también de manera especial al desaparecido Dr. J.C.M. Turner por sus valiosos consejos y observaciones en las primeras etapas de las tareas realizadas.

A los Dres. H. Camacho y A. Guerra por su colaboración en la identificación paleontológicas; al Dr. C. Singolani por proporcionar bibliografía; y al Dr. Enrique Linares por dirigir el trabajo.

Finalmente expreso mi afectuoso reconocimiento a mi esposo, el Lic. Carlos Darío Barbosa; tanto por sus consejos técnicos, como por el apoyo espiritual brindado durante mi carrera y a mis hijos Sabrina y Vanesa a quienes dedico todos mis esfuerzos.

2. UBICACION Y VIAS DE ACCESO DEL AREA DELIMITADA PARA EL ESTUDIO GEOCRONOLOGICO

La comarca está ubicada en las inmediaciones de las Localidades de Santa Victoria y La Huerta, en el norte de la provincia de Salta a 18 Km al sur del límite con Bolivia y unos 130 Km al este de la ciudad de La Quiaca, provincia de Jujuy (Figura N°1).

El acceso se realiza en vehículo por un camino mejorado a partir de la ciudad de La Quiaca hasta la localidad de Santa Victoria. Este camino se torna intransitable durante los meses de octubre a mayo debido a los desmoronamientos producidos por las lluvias y nevadas.

El perfil al cual se refirió el estudio geocronológico se encuentra aproximadamente a 2400 m.s.n.m. y abarca los alrededores de la localidad de Santa Victoria, extendiéndose hacia el naciente por la quebrada del río Santa Victoria hasta unos 5 Km de éste y hacia el oeste por la quebrada del río La Huerta hasta las cercanías de la localidad homónima.

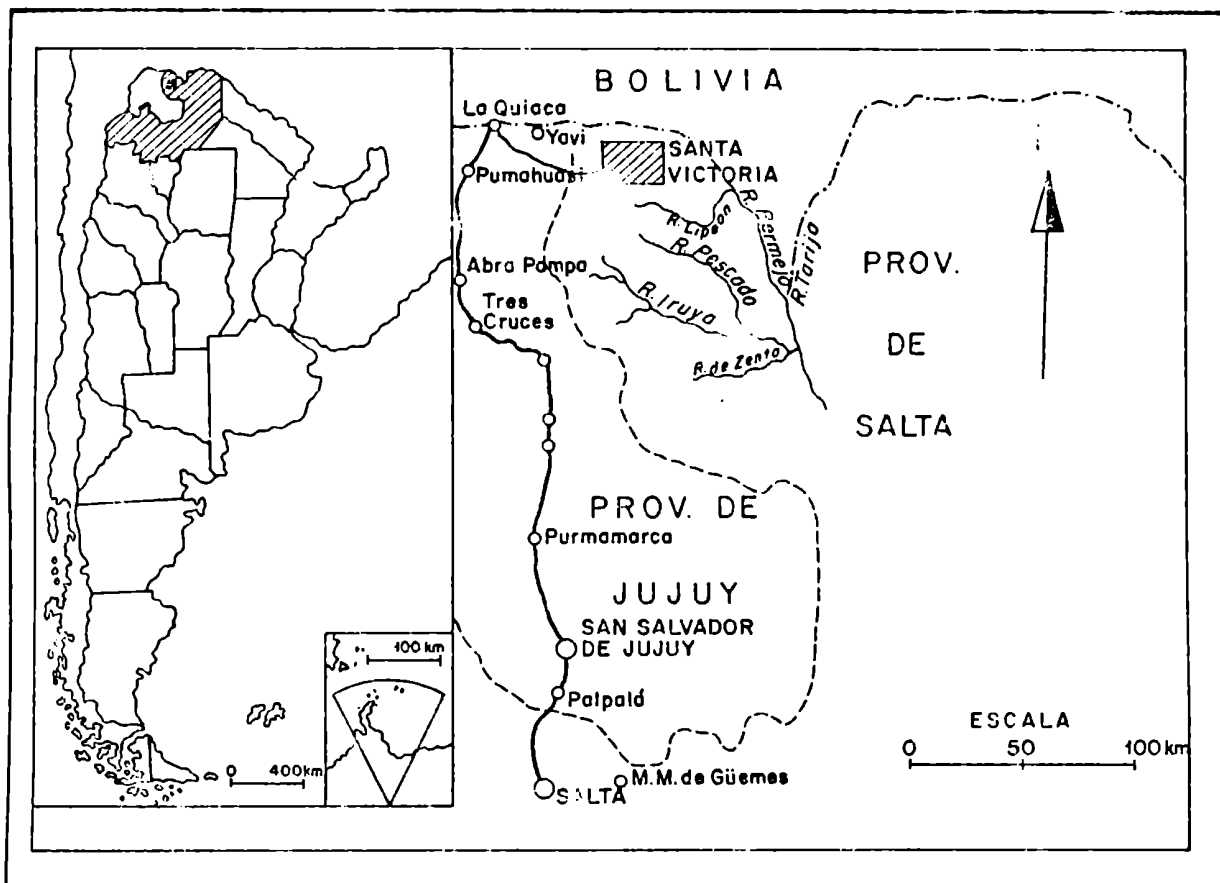


Fig. 1. Ubicación de la zona estudiada.

3. METODOLOGIA DE TRABAJO

El estudio consistió en:

- 3.1. Tareas de Campo
- 3.2. Tareas de Laboratorio

3.1. Tareas de Campo

Los trabajos de campo se realizaron en el mes de agosto de 1979. En dicha ocasión se efectuaron las siguientes tareas:

a- Levantamiento de un perfil geológico a escala 1:20.000, con la finalidad de reconocer las unidades estratigráficas aflorantes, en especial aquellas atribuidas al Ordovícico, cuya datación radimétrica es el motivo del presente estudio.

Para la confección del perfil se utilizó un telémetro Wild TM-10, brújula tipo Brunton y cinta métrica de 25 metros. Se utilizaron como base de apoyo los mapas topográficos a escala 1:200.000 y 1:100.000 del Servicio Geográfico Nacional y las fotos aéreas 3A-129-9729 y 3A-129-9730 del Instituto Geográfico Militar.

Cabe aquí mencionar que se realizaron mediciones de espesor de los bancos aflorantes y de anchos de los afloramientos, para referir las variaciones litológicas.

b- Realización de un muestreo litológico sistemático con una doble finalidad:

- b1- Estudio sedimentológico y paleontológico.
- b2- Selección de muestras para la datación radimétrica.

Se extrajeron un total de 101 muestras del perfil levantado, de las cuales 5 son de carácter paleontológico, 9 son psamíticas y 87 de carácter marcadamente pelítico.

3.2. Tareas de Laboratorio

Se confeccionó un mapa geológico a escala 1:20.000 sobre la base de los mapas topográficos indicados en 3.1., el mapa de "Santa Victoria" del Servicio Geológico Nacional y las observaciones del perfil de campo. De ésta última fuente se derivaron los datos de espesores de los bancos aflorantes, que se compararon con el trazado por Turner (1964). La correlación se realizó principalmente por la diferencia de escala utilizada, ya que los mapas se fundamentan por la presencia del banco pelítico referido al perfil trazado.

Para ubicar las muestras examinadas se confeccionó un perfil columnar a escala 1:10.000.

Para el desarrollo del estudio, las muestras petrográficas fueron estudiadas petrográficamente por microscopía de corte delgado al igual que 5 muestras petrográficas de granulometría más gruesa, de las cuales una solo pudo ser utilizada para la detección.

Del total (17) de las muestras petrográficas se seleccionaron 21 para el estudio geocronológico considerando su granulometría y su ubicación en el perfil. Con tal fin, dichas muestras exhiben una granulometría muy fina y por ello fueron estudiadas mineralógicamente por difracción de rayos X.

Las muestras con contenido fosilífero fueron estudiadas paleontológicamente por los Dres. H. Saracho y A. Guerra.

4. GEOLOGIA

4.1. Generalidades

La comarca que enmarca el perfil estudiado pertenece a la provincia geológica Cordillera Oriental y está constituida por rocas precámbricas, una sucesión de sedimentitas paleozoicas marinas, sedimentitas continentales cretácicas y acarrees cuartáricos con predominio de fanglomerado.

Las rocas precámbricas son metamorfitas de bajo grado y corresponden a la Formación Puncoviscana (Turner, 1960a). Aflora en la parte occidental de la comarca traslapada por una falla inversa de alto ángulo, sobre sedimentos ordovícicos.

Dentro de la región, el complejo mejor definido debido al hallazgo de fósiles y a su constancia litológica corresponde al Ordovícico y recibe el nombre de Grupo Santa Victoria (Turner, 1960a). Está constituido por un conglomero basal que en ocasiones está ausente y una potente sucesión de lutitas con escasas intercalaciones de areniscas silicificadas y calizas. Este Grupo sobre la base de su litología fue dividido en dos Formaciones: 1) Santa Rosita (Turner, 1960a) atribuida al Tremadociano y 2) Acoite (Turner, 1960a) correspondiente al Arenigiano-Llanvirniano.

A nivel regional la roca predominante de la Formación Santa Rosita es una lutita de color gris oscuro o castaño; localmente se observó una interstratificación de esta lutita con estratos poco potentes de areniscas cuarzosas y lutitas grises a gris verdosa.

Al oriente de la comarca, ya fuera de ésta, la Formación Santa Rosita suprayace en discordancia angular con sedimentos cámbricos del Grupo Mesón (Turner, 1960a). De este a oeste de la región aflora ininterrumpidamente hasta ponerse en contacto concordante con la Formación Acoite. En la parte más occidental los sedimentos de ésta Formación vuelven a aflorar traslapados por una falla inversa de alto ángulo sobre los sedimentos cretácicos.

La Formación Acoite regionalmente está constituida por areniscas lutíticas, lutitas y areniscas calcáreas. Los sedimentos de esta Formación suprayacen concordantemente a la Formación Santa Rosita y aflora ininterrumpidamente hacia el oeste de la comarca hasta ponerse en contacto discordante con sedimentos cretácicos.

Los sedimentos ordovícicos son portadores de un abundante contenido fosilífero predominando trilobites y graptolites (Harrington y Leanza, 1957; Turner, 1960a).

En el sector norte de la región suprayacen a las formaciones ordovícicas, sedimentos marinos silúricos correspondientes a las denominadas Lipcon y Mecoyita (Turner, 1960a). Estos sedimentos infrayacen a los sedimentos cretácicos.

cicos.

El Mesozoico está constituido por sedimentos correspondientes al Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951, nom. trasl.; Reyes y Salfity, 1973). Este constituye la base de una potente sucesión que llega al Terciario inferior y es conocida como Grupo Salta (Brackebusch, 1891, nom. subst.; Turner, 1959). Regionalmente la roca predominante es una arenisca de color rojo. En la comarca yace discordantemente sobre la Formación Acoite al este, mientras que al oeste está en contacto de falla con sedimentos de la Formación Santa Rosita.

En líneas generales el Cuartario de la comarca responde a depósitos fluviales y de gravedad.

4.2. Descripción del Perfil

El perfil estudiado (ver perfil AB) se ubica según lo descripto en el capítulo 2 y está constituido por las unidades estratigráficas que se detallan en el cuadro N° 1 (ver perfil columna, Anexo Mapa y Perfil).

CUADRO N° 1: Estratigrafía del Perfil

Cenozoico	Cuartario				Depósitos fluviales y acarreo
Mesozoico	Cretácico Superior	Grupo Salta	Subgr. Pirgua		Areniscas
Paleozoico	Ordovícico	Grupo Santa Victoria		Formación Acoite	Lutitas con intercalaciones de areniscas
				Formación Santa Rosita	Areniscas y Lutitas

4.2.1. Descripción de las formaciones geológicas aflorantes en el perfil Ordovícico

Formación Santa Rosita (Turner, 1960a, pág. 171+)

Aflora en el extremo oriental del perfil, hasta aproximadamente 900 metros al oeste de la localidad de Santa Victoria, volviendo a aflorar en el extremo occidental, aproximadamente a 1,3 Km al naciente de la localidad de la Huerta. Regionalmente esta Formación suprayace en discordancia angular con el Grupo Ne-són (Turner, 1960a, pág. 170) de edad cámbrica; relación que no se observa en el perfil estudiado ya que la base está ausente. Sobre ella aflora concordantemente la Formación Acóito (Turner, 1960a, pág. 177). Al poniente del perfil vuelve a aflorar, traslapándose sobre el Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951 nom. transl.; Reyes y Sáfity, 1973) de edad cretácica, debido a una falla de importancia regional. El espesor máximo medido en el perfil estudiado de la Formación Santa Rosita es de aproximadamente 2175 metros.

En rasgos generales, a lo largo del perfil, esta Formación se presenta como una intercalación más o menos homogénea de lutitas, areniscas y areniscas lutíticas con espesores entre 30 cm y 1 metro. Periódicamente se observa la intercalación de un banco masivo de ortocuarcita feldespática de aproximadamente 1 a 2 metros de espesor. Al naciente de la localidad de Santa Victoria se intercalan bancos delgados de areniscas calcáreas y lutitas margosas. De este a oeste las areniscas decrecen en potencia hasta desaparecer y los bancos lutíticos se tornan predominantes. Estos adquieren progresivamente más potencia hasta ponerse en contacto con los bancos de areniscas masivas de la Formación Acóito.

Las lutitas no muestran uniformidad en cuanto a su cohesión ya que algunas se desagregan fácilmente mientras que otras no. Algunos de los estratos parásitos muestran laminación entrecruzada, otros laminación paralela y en ocasiones estructuras de bioturbación. En las superficies de estratificación es común observar una especie de corrugación o bien una estructura ondulada y en ciertos casos de ondulaciones y pliegues en chas. Las venillas de leuzo lechoso que se pueden distinguir se hallan ubicadas según los planos de diclinalidad en la mayor parte de los casos y en menor medida en relación a las unidades fallas de pequeño reclamo.

En el sector estudiado, la Formación Santa Rosita aflora con un espesor de aproximadamente 2175 metros.

fauldas

de areniscas y areniscas lutíticas pardogrisáceas de espesores de 70 cm a un metro de espesor y bancos de lutitas pardo verdosas a negruscas, de 10 a 30 cm. Algunos de los bancos parafácicos presentan laminación paralela. Aproximadamente cada 15 a 30 metros se intercala un banco de arenisca masiva grisácea a blanquecina de uno a dos metros de espesor.

Continúan 950 metros de bancos lutíticos gris verdosos, de aproximadamente un metro de espesor. Cada tres a cinco metros se intercala un banco de arenisca lutítica pardo grisácea de 20 a 40 cm de espesor, con laminación paralela. Cada 50 a 60 metros se intercala un banco de arenisca masiva blanquecina y en ocasiones grisácea de 1 a 1,5 metros de espesor. Durante los últimos 100 metros se puede observar que algunos bancos lutíticos son masivos y las areniscas calcáreas.

Siguen 220 metros de una intercalación de bancos de areniscas lutíticas pardo grisáceas de 80 cm a un metro de espesor y bancos de lutitas pardo verdosas de 40 a 70 cm de espesor. Cada 40 a 80 metros se intercala un banco de areniscas grisáceas de 1,5 a 2 metros de espesor. Algunos de estos bancos son masivos mientras otros muestran laminación entrecruzada.

Finalmente la sucesión concluye con 680 metros de una intercalación de bancos lutíticos pardo verdosos de aproximadamente un metro de espesor y areniscas lutíticas pardo grisáceas de 20 a 30 cm de espesor. En algunos bancos areniscosos se observó laminación entrecruzada y en otros estructuras de bioturbación. Algunos de los bancos lutíticos presentan estructuras que recuerdan ondulas.

En el extremo occidental del perfil la Formación Santa Rosita vuelve a aflorar traslapada sobre el Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951; Reyes y Salfity, 1973), por una falla inversa de alto ángulo. Este sector se caracteriza por un predominio lutítico marcado, intercalándose delgados bancos de areniscas lutíticas y esporádicamente areniscas grisáceas de 4 a 5 metros de espesor.

Las areniscas que fueron clasificadas como ortocuarcitas feldespáticas muestran selección buena a moderada y falta total de redondeamiento, mostrando los cristales de cuarzo crecimiento secundario.

En las determinaciones petrográficas se observó que un rasgo importante de estas areniscas es la destrucción parcial de los minerales micáceos y el acomodamiento de estos en direcciones preferenciales, las cuales muestran microplegamientos y microfracturamientos, pudiéndose así demostrar que estas rocas han sufrido deformaciones internas leves las cuales no dieron lugar a la formación de nuevos minerales.

Si bien se hallaron restos fósiles en los afloramientos estudiados para el presente trabajo, no pudieron ser reconocidos debido a su mal estado de conservación y al no haberse obtenido ejemplares completos. Se encontraron restos posiblemente correspondientes a una forma de braquiópodo de difícil identificación. Asimismo, se observaron restos de céfalos y plgldios de trilobites y de graptolites.

Se deduce que la deposición de los sedimentos pertenecientes a esta Formación se produjo en un ambiente marino de aguas poco profundas, debido a la presencia de fauna de playa y costera, como así también a las características petrográficas de las areniscas, con muy buena selección. Las fases de lutitas con graptolites implican que hubo variaciones hacia mares más profundos.

Edad:

Turner (1960a y 1960b) en base a estudio de los fósiles encontrados indicó que esta Formación pertenece al Tremadociano.

Formación Acoite (Turner, 1960a; pág. 177)

Aflora en la quebrada del río La Huerta, 700 metros al oeste de Santa Victoria, concordantemente sobre la Formación Santa Rosita. Al poniente de la citada localidad infrayace discordantemente al Subgrupo Pirgua (Vilela, 1951; pág. 103, non. trnsl.; Reyes y Salfity, 1973, pág. 372) de edad cretácica. El espesor medido para esta Formación a lo largo del perfil estudiado es de aproximadamente 2210 metros.

Esta Formación comienza con 240 metros de bancos de areniscas gris amarillentas de 10 a 15 metros de espesor con guías de carbonato de calcio en las cuales se intercalan bancos de lutitas pardas y pardo grisáceas de 50 cm a un metro con restos fósiles, e intercalaciones de bancos delgados de areniscas lutíticas con espesores de 10 a 20 cm. Continúan 210 metros de intercalación homogénea de bancos de 40 cm de espesor de areniscas lutíticas gris verdosas, con laminación paralela y bancos lutíticos con grado amarillentos.

Siguen 240 metros de potentes bancos de lutitas pardas grisáceas con guías de 10 a 15 metros de espesor. Toda

tres se intercalan areniscas amarillentas y verdosas bastante gruesas de tres a cuatro metros de espesor; y areniscas y lutitas masivas de seis a ocho metros de espesor con estratos lutíticos poco potentes. A continuación 220 metros de bancos lutíticos por de grisáceos amarillentos muy fisiles de 5 a 10 metros de espesor intercalándose con areniscas lutíticas gris amarillentas masivas que superan los dos metros. Finalmente 750 metros de bancos potentes, de aproximadamente 15 metros de espesor, predominantemente lutíticos con mucha fisilidad y muy ricos en material micáceo, cuyos colores varían de pardo amarillentos a negro grisáceo.

En los niveles inferiores del afloramiento del río La Huerta, también se han encontrado restos fósiles de trilobites, braquiópodos, pelecípodos y principalmente graptolites. Algunos de estos, dado su mal estado de conservación no pudieron ser identificados, mientras que otros fueron determinados por el Dr. Alfredo Cuerda de la División de Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata como:

Didymograptus aff murchisoni (Beck)

Temnograptus sp.

Tal como se expresó en la descripción de la Formación Santa Rosita, los sedimentos ordovícicos aflorantes por contener fauna de playa demuestran un ambiente marino de aguas poco profundas con variaciones de facies de mayor profundidad, dado por la presencia de lutitas con graptolites. Teniendo en cuenta la litología y contenido fosilífero, las variaciones petrográficas como así también las variaciones granulométricas y el contenido del material micáceo, los sedimentos de la Formación Acoite corresponden a un ambiente más profundo que el de la Formación Santa Rosita.

Edad:

Harrington y Lanza (1957) y Turner (1960 a y b) en base a los hallazgos fosilíferos asignaron a esta Formación edad arenigiana-Ilanvirniana.

Cretácico Superior

En discordancia angular sobre la Formación Acoite yace un conjunto de sedimentitas de ambiente continental perteneciente al Subgrupo Pirgua (Vilela 1951; Reyes y Salfity, 1973), parte inferior del Grupo Salta (Brackebusch, 1891; Turner, 1959) el cual se extiende hasta el Terciario inferior.

En la quebrada del río La Huerta aflora un conjunto de areniscas de color rojo parduzco a amarillento con laminación entrecruzada en la base y esp.

sos aproximadamente de 20 a 30 cm. Entre estas se intercalan estratos más arcillosos y bancos areniscosos de diversos colores, que según Turner (1964) deben a decoloración secundaria.

Considerando las descripciones realizadas por Turner (1960a), Moreno (1970) y Reyes y Salfity (1973), se deduce que la unidad aquí aflorante, posiblemente pertenezca a la Formación La Yesera (Reyes y Salfity, 1973) o sea a la parte inferior del Subgrupo Pirgua.

Los sedimentos de este Subgrupo pertenecen a un ambiente terrestre de sedimentación rápida según lo expuesto por Reyes y Salfity (op. cit.).

Edad:

Estos sedimentos son atribuidos por Mendez y Viviers (1972) al Cretácico Superior.

Cuartárico

En el sector comprendido por el perfil estudiado se observaron escasos sedimentos cuartáricos, correspondiendo los mismos a depósitos fluviales y de gravedad.

Se aprecian fanglomerados con clastos de tamaño variable desde pocos milímetros hasta casi un metro, en una matriz areniscosa y arcillosa.

Se observaron áreas más homogéneas con desarrollo incipiente de suelo primitivo, sobre las terrazas. En general los depósitos fluviales son de granulometría grosera.

4.3. Estructura

Según expone Turner (1964), regionalmente la estructura de la Cordillera Oriental se caracteriza por pliegues volcados, fracturados y corridos hacia el este. En líneas generales los anticlinales están orientados en general orientales y los sinclinales en la occidental.

A lo largo del perfil, en los flancos de la sierra, el Grupo de la Formación Pirgua muestra una estructura de plegamiento con un eje de simetría de rumbo N100E e inclinación de 65° al NO. Al este, la formación de la sierra se dispone en un plegamiento de tipo S, hacia el este, con un eje de simetría de rumbo N100E e inclinación de 65° al NO. Los estratos de la Formación Pirgua del sector occidental.

Discontinuidad sobre la Formación Pirgua en el grupo Pirgua. Los estratos pertenecientes a la Formación Pirgua.

hasta se
el no supero el metro
superior da.

Además se observaron dos fuertes
alrededormente N50°E i 66°SE y N75°E i 32°SO y v
estructuras que semejan "Mink-benches" como los
potentes bancos de naturaleza pelítica.

Cabe mencionar, que tal como expresara Turner (1964),
el Cerro Santa Victoria está delimitado por los Huelcos del Norte, se
nordadas por los movimientos de la zona tectónica del base y por
la Fase Colóvica en el techo, pero en el sector estudiado no fue-
ron observadas.

4.4. Geomorfología

La comarca estudiada está comprendida en el denominado Sector de los
Valles (Turner, 1964). Se caracteriza por ser un paisaje de tipo de erosión nor-
mal de estado juvenil, en donde es posible observar la presencia de divisorias
romas y valles incisos en formas agudas, ríos que poseen en sus lechos depósitos
gruesos que se remueven con las grandes crecidas del período estival. Además se
aprecia un importante cárcavamiento. Próximo a la localidad de Santa Victoria
constituye un rasgo predominante el desarrollo de terrazas. En ciertos afluentes
de los ríos Santa Victoria y La Huerta se desarrollaron resaltos poco importan-
tes controlados por bancos areniscosos resistentes, ya que el agua se sume en los
sedimentos del fondo para volver a surgir luego de tramos considerables.

El paisaje podría ser clasificado como compuesto, ya que además de
la erosión fluvial su configuración se debe a los fenómenos de remoción en masa,
que adquieren singular importancia debido a las condiciones climáticas imperantes.
En ciertos sectores muy elevados y con escasa cubierta vegetal, el reptaje condu-
ce a la formación de ciudades de rocas. En estos sectores, la gran amplitud de la
variación térmica diurna y estacional da lugar al desarrollo de suelos estructu-
rales en forma primitiva.

En razón de la actitud general en la estratificación que puede ser
considerada homoclinal y con un ángulo de inclinación grande, son comunes los fe-
nómenos de deslizamientos y caídas de rocas, favorecidos además por la constitu-
ción litológica.

Los torrentes de barro y los otros fenómenos asociados tienen su o-
rigen en la sequedad que predomina en los meses de otoño e invierno que permite
la acumulación de detritos en condiciones metaestables de equilibrio. Con las
intensas lluvias de los meses de verano, estos detritos comienzan a fluir dando

5. EL METODO RUBIDIO-ESTRONCIO DE DATACION DE ROCAS SEDIMENTARIAS

5.1. Fundamentos del Método

Hasta hace pocos años, la datación de rocas sedimentarias por métodos radimétricos estaba restringida a aquellas portadoras de ciertos minerales autigénicos, como ser glauconita e illita. De este modo, por medio del método potasio-argón se pueden datar sedimentos glauconíticos y como ejemplo puede citarse que la escala geocronológica mesozoica está basada en su mayor parte, en dataciones sobre rocas portadoras de este material.

Recientemente, la posibilidad de datar rocas sedimentarias pelíticas por medio de los métodos potasio-argón y rubidio-estroncio, ha sido demostrado por los grupos de investigación de la Universidad de Estrasburgo, Francia, de la Universidad de San Pablo, Brasil y otros.

La determinación de la edad de una roca sedimentaria por el método rubidio-estroncio, se basa en relacionar los resultados obtenidos como se describe más adelante, con la historia geológica del sedimento a datar. La deposición, sedimentación, diagénesis, metamorfismo, etc., son procesos que modifican la composición isotópica del estroncio contenido en el sedimento y por ende, el método sólo puede aplicarse a aquellas rocas que sufrieron durante alguno de los procesos mencionados modificaciones que dieron lugar a la homogeneización isotópica de su estroncio.

En este caso, el valor de la relación inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ será similar para todos los sedimentos a datar. A partir de ese momento $t=0$, la variación de esa relación dependerá de la cantidad de ^{87}Rb presente en el sedimento, de la constante de desintegración $\lambda^{87}\text{Rb}$ de ese isótopo radiactivo y del tiempo t transcurrido. Por lo tanto, si se determinan:

1. Relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_M$, actual del sedimento.
2. Relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, inicial en el momento de la homogeneización isotópica al tiempo $t=0$.

y se conoce el valor de $\lambda^{87}\text{Rb}$, se podrá calcular la edad t del proceso, por medio del método de las isocronas.

Por ello previo a la datación de las rocas sedimentarias en estudio, es necesario conocer el evento datado, para lo que es necesario determinar el grado de evolución del sedimento. Esto se lleva a cabo por medio del estudio sedimentológico y mineralógico de la roca, como se describe más adelante.

Para aclarar el concepto de homogeneización isotópica, se recurre a la figura N°2, extraída de Bonhomme y Clauer (1972), en la que se demuestra como evoluciona la composición isotópica del estroncio contenido en sedimentos.

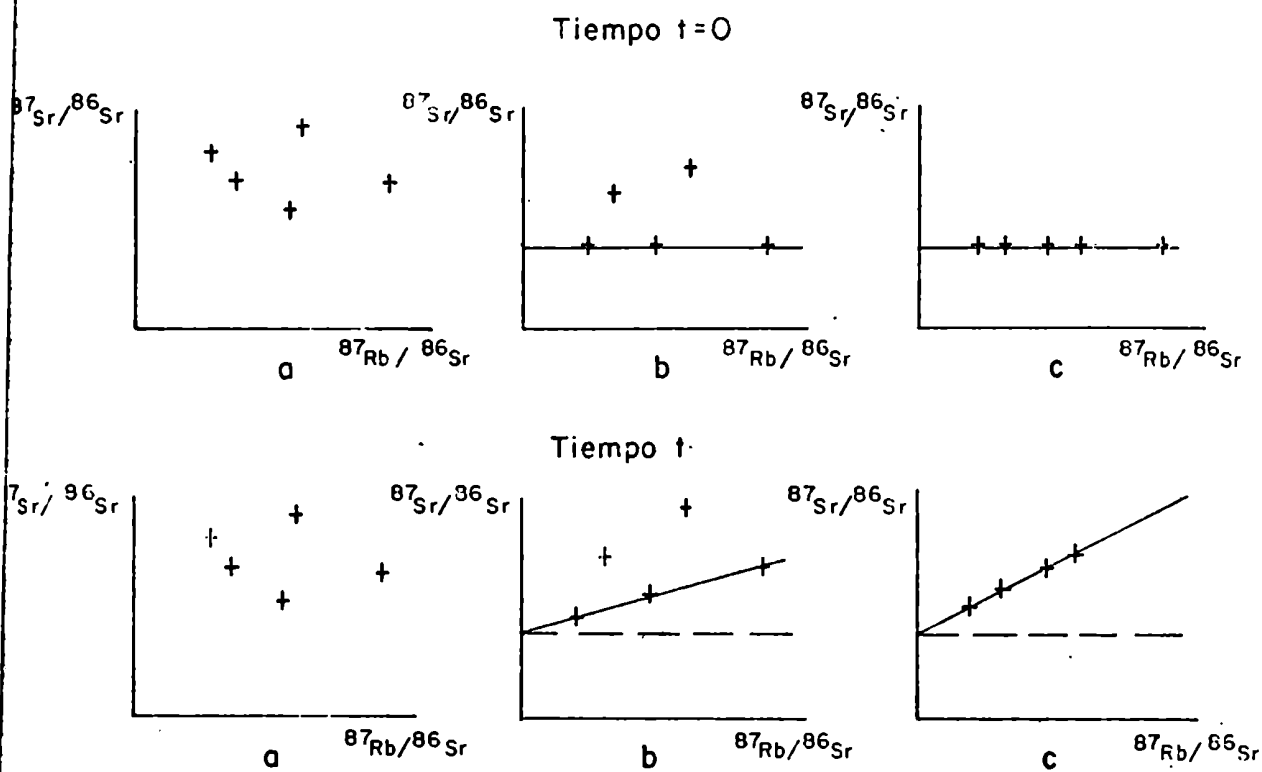


Fig. 2. Esquema de evolución isotópica teórica. Tiempo $t=0$; edad de la homogeneización isotópica; tiempo t ; edad actual. (Según Bonhomme y Clavier, 1972).

En el caso a, las muestras a analizar poseen composición isotópica diferente, por lo tanto al cabo del tiempo t, los resultados no permiten trazar una isocrona que permita determinar la edad; este caso es típico de rocas con minerales detríticos no homogeneizados. En los casos b y c, se observa que algunas muestras del conjunto presentan igual composición isotópica del estroncio al tiempo $t=0$, por lo tanto, en estos casos puede tratarse la isocrona correspondiente al tiempo t, señalándose que el ejemplo b corresponde a una homogeneización parcial y el c a una total.

La homogeneización isotópica está ligada a transformaciones moderadas y a cambios geoquímicos, que se producen en los sedimentos durante la diagénesis y metamorfismo de bajo grado, por lo cual el método que se presenta permite conocer el tiempo transcurrido desde ese proceso. Dado que estos procesos son más comunes en sedimentos pelíticos, la aplicación del método es más factible en este tipo de rocas, aunque Cordani et.al. (1976) postulan que si se siguen ciertos criterios para la selección de las muestras y que ellas derivan del mismo ambiente deposicional, también puede hallarse la edad de la sedimentación.

5.2. Estudio de la Fracción Arcilla. Cristalinidad de la Illita. Índices de Kubler y de Esquevin.

5.2.1. Componentes de la fracción arcilla

Para hallar el grado de evolución sedimentaria del conjunto de rocas analizadas y del evento que será datado, es necesario conocer la composición mineralógica de la fracción arcilla del sedimento.

En rasgos generales puede señalarse que en todo sedimento pelítico, el principal componente de la fracción arcilla es illita y en menor proporción clorita. Como estas especies se forman como minerales autigénicos, estarán en equilibrio catiónico y por ende isotópico con el medio que las depositó. Si la illita es detrítica, dado sus características de intercambio catiónico, también tenderá a llegar a equilibrio. En ambos casos, la roca podrá ser datada por el método rubidio-estroncio de isocronas.

La illita puede estar presente en la meteorización o ser de origen detrítico, pero es más común hallarla en los grados de diagénesis, anqui y epimetamorfismo. Por ello, de ser esta la especie de arcilla presente en las rocas a datar, el estudio de su cristalinidad mediante la determinación del índice de Kubler (ver más adelante), indicará la etapa de evolución sedimentaria alcanzada por la unidad estudiada y fundamentará la interpretación geocronológica para obtener la edad de la sedimentación, diagénesis, anqui y epimetamorfismo, según el caso.

Si en la identificación de los componentes de la fracción arcilla se determina caolinita, la datación no será favorable ya que este mineral indica la existencia de meteorización. La presencia de minerales del grupo de las smectitas señala en general diagénesis, mientras que la de minerales interestratificados indica procesos detríticos o diagenéticos.

Por lo tanto los sedimentos pelíticos más favorables para ser datados son aquellos portadores de illita y en menor proporción los que llevan clorita.

5.2.2. Índices de cristalinidad. Índices de Kubler y de Esquevin

Cristalinidad es el grado de ordenamiento de la red cristalina de un mineral.

Si se consideran las illitas y las micas se observarán los dos extremos de esa propiedad. Por un lado la muscovita muestra mejor grado de cristalinidad, mientras que la illita interestratificada con capas expandibles del tipo montmorillonita, presenta el menor grado de cristalinidad (Kubler, 1961). Entre estos dos extremos se tiene una serie continua, en la cual puede observarse el perfeccionamiento de la cristalinidad (Kubler, 1966).

Según Yoders y Eugsters (1955), existe un paralelismo entre el aumento de la temperatura y la presencia de los polimorfos 1Md, 1M y 2M de la illita. La presencia del polimorfo 2M de la illita en sedimentos no consolidados según Kubler (1961) es indicador de origen detrítico y no del grado de evolución del sedimento.

Una illita mal cristalizada muestra picos de difracción anchos, mientras que los picos de muscovita o biotita de esquistos o grañitos, son muy estilizados y nítidos.

El primer intento de cuantificar este fenómeno lo realizó Weaver (1960), el que indicó la relación existente entre los picos de 10 \AA y $10,5 \text{ \AA}$ y la cristalinidad. Kubler (1966) definió como índice de cristalinidad de la illita, el ancho del pico de 10 \AA a la mitad de su altura. Este índice es inversamente proporcional al grado de cristalinidad.

La relación entre el ancho de los picos y el grado de cristalinidad, está dada por los defectos estructurales de las redes cristalinas y por el tamaño de los cristales. En este último caso, a menor tamaño, menor regularidad de la red (Guinier, 1964).

En el presente trabajo se utilizan los índices de Kubler (1966), ya que presentan ventajas con respecto a los definidos por Weaver (op.cit.). Estas son: rápida y fácil medición; independencia de la fluctuación estadística con res-

pecto al difractómetro utilizado; ser indistinta su medición de la altura del pico para aquellos con dimensiones superiores a los 3 cm; y no tener relación con la preparación del material (Dunoyer de Segonzac, 1969).

Mediante los índices de Kubler se puede establecer el grado de cristalinidad de la illita, o sea el pasaje de un polimorfo menos ordenado a otro más ordenado, lo que está directamente relacionado con la evolución del sedimento.

Según Esquevin (1969) las illitas alumínicas adquieren más fácilmente el grado de cristalinidad representado por el polimorfo 2M; en cambio, las ricas en magnesio o hierro necesitan un nivel de energía superior y el mismo sólo se obtiene en ambientes de anquimetamorfismo e incluso de metamorfismo de la zona de clorita.

En base a lo señalado, el autor mencionado definió el índice que lleva su nombre como la relación de las intensidades de los picos correspondientes a las reflexiones (002) y (001) ($I_E = 002/001$). Las illitas alumínicas, o sea las más evolucionadas, tendrán un índice de Esquevin mayor que las illitas que evolucionaron hacia fengitas o micas magnesianas,

Existe una relación evidente entre el ancho del pico de difracción de 10 \AA de la illita (índice de Kubler) y la relación (002)/(001) (índice de Esquevin). Cuando este último índice es superior a 0,25, la illita es alumínica y entonces el índice de Kubler es indicador del grado de evolución sedimentaria. En cambio en el caso de illitas magnesianas, la interpretación puede ser errónea porque en estos casos la cristalinidad de la illita no está obligatoriamente relacionada al grado de evolución de las rocas sedimentarias.

La figura N°3 representa la relación de los índices de cristalinidad de Kubler y los índices de Esquevin. En ella se hallan marcadas 5 zonas que resultan de los datos recopilados por este autor y en el cual cada una representa un estado diferente de la evolución del sedimento.

5.3. Relación entre el grado de cristalinidad de la illita y la evolución de los sedimentos

Para analizar por el método radiométrico rubidio-estroncio rocas sedimentarias, es necesario conocer su grado de evolución con el fin de determinar el evento datado. Dado que éste guarda estrecha relación con la cristalinidad de la illita y ocurre comúnmente en unidades geológicas antiguas, el estudio cristalográfico de las muestras para determinar su índice de cristalinidad es de suma importancia como indicador de su evolución sedimentaria.

Sobre la base de lo mencionado se dan a conocer las relaciones entre el grado de cristalinidad expresado por los índices de Kubler y de Esquevin (ver

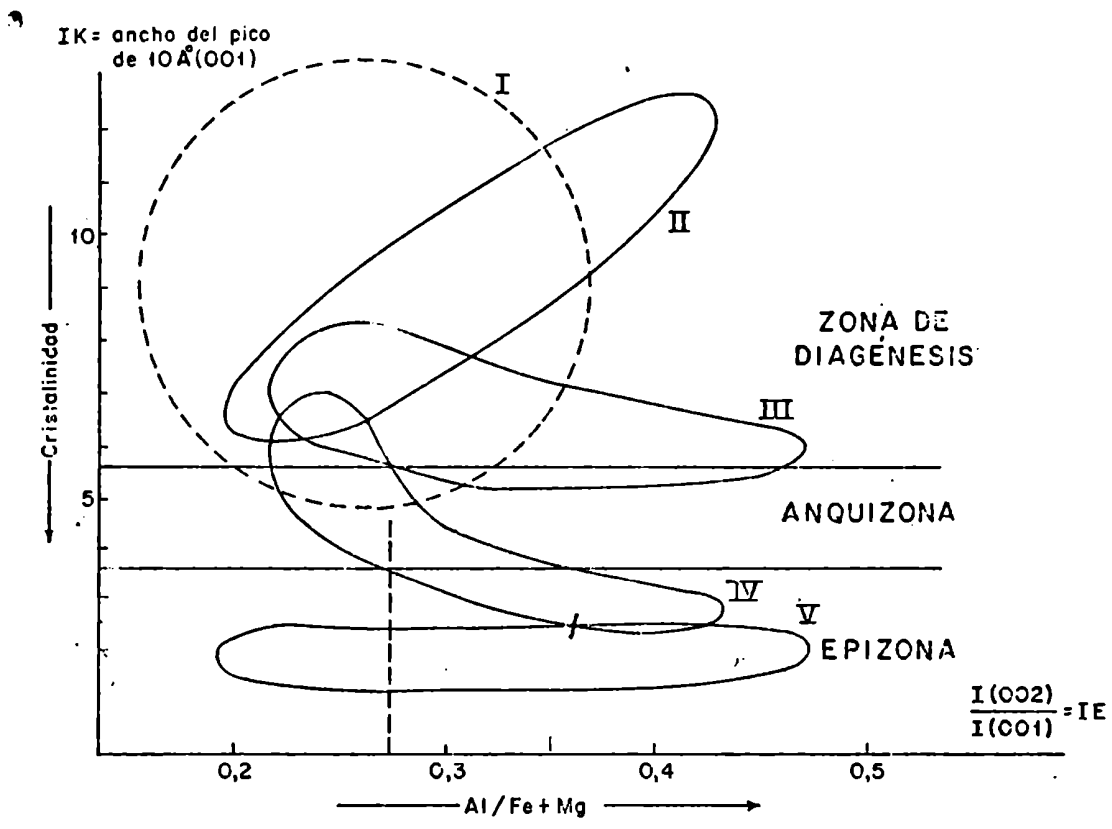


Fig. 2. Relación entre la cristalinidad de la illita (I_K) y la relación de intensidad de los picos (002) y (001) (I_E), según Esquevin (1969). La relación Al/Fe+Mg en los octaedros crece hacia la derecha. (Recopilado de Dunoyer de Segonzac, 1969, pág.244)

5.2.) y los procesos de diagénesis, aquí y epimetamorfismo, definiéndose además el sentido en que se utilizan esos términos en este trabajo. La figura N° 4 extraída de Dunoyer de Segonzac (1969), ilustra las relaciones mencionadas, que se describen a continuación.

5.3.1. Grado de cristalinidad de la illita en la diagénesis.

Según Kubler (1966), la cristalinidad de la illita aumenta con el incremento de la temperatura y presión. Como el aumento de estos dos parámetros se relaciona con la profundidad de soterramiento, en general se relaciona el grado de cristalinidad de la illita con el soterramiento. Esto no es una condición necesaria ya que las condiciones de presión y temperatura que corresponden a una determinada profundidad, pueden ocurrir a menos profundidad ante la presencia de un intrusivo o de un fenómeno tectónico.

El incremento de la cristalinidad está acompañado en el dominio de la diagénesis, por la disminución y desaparición de los interfoliares expandibles y por la desaparición de la montmorillonita. Por otra parte, ese proceso no está relacionado con la edad geológica del sedimento (Kubler, op.cit.), o sea que la evolución será igual en una cuenca paleozoica que en una cretácica, por ejemplo.

Dunoyer de Segonzac (1969), divide el dominio de los procesos sedimentarios en tres zonas: sedimentación, diagénesis precoz y diagénesis tardía.

En la zona de sedimentación, las illitas provienen de la erosión de los continentes de dos maneras (Milot, 1966): 1- por erosión de rocas sedimentarias donde abunda este mineral y 2- como producto de degradación de rocas filíticas preexistentes, biotitas, sericitas, cloritas, etc. Cualquiera sea su origen, los productos de la sedimentación heredan una población de minerales micáceos con diversos estados de degradación. Según Grim et.al. (1949), la reacción illita degradada con potasio contenido en aguas marinas, da origen a una illita neoformada, la cual sería del tipo 1Md (Dunoyer de Segonzac, op.cit.). Este concepto implica la imposibilidad de datar sedimentos no consolidados, ya que la proporción de minerales detríticos es grande en ellos.

En la diagénesis precoz no se observan grandes transformaciones en la cristalinidad de la illita, la que conserva un alto grado de heterogeneidad; los minerales arcillosos presentes en este estado pueden tener diferentes orígenes. El límite inferior de la diagénesis precoz es fijado por Dunoyer de Segonzac (op.cit.), como el momento en que el sedimento pierde cerca del 50 % del agua intersticial y comienza la litificación. El superior no corresponde a ningún hiato en la evolución de los minerales arcillosos; todos los fenómenos de degra-

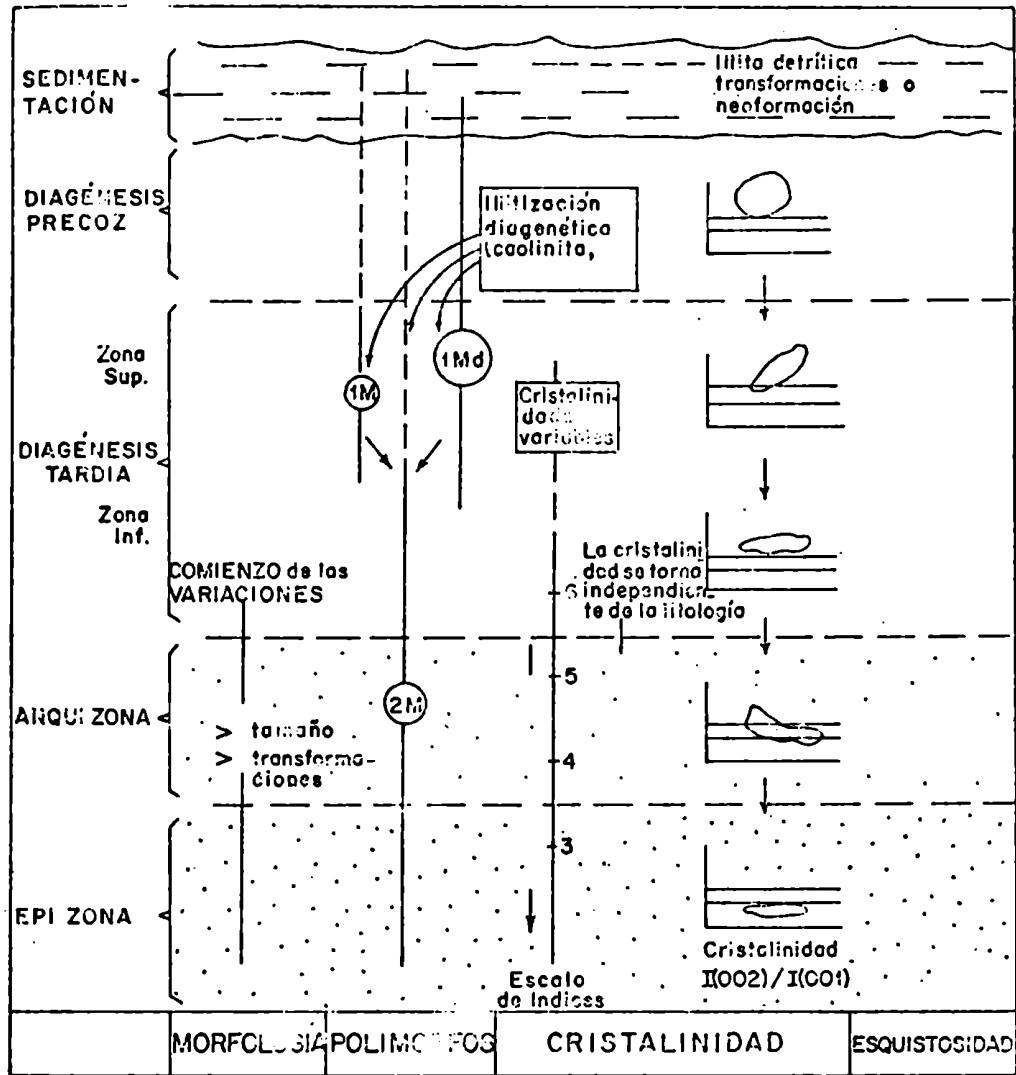


Fig. 4. Variación de los parámetros de la illita en el transcurso de las transformaciones diagenéticas y metamórficas (Recopilado de Dunc-
 yer de Segonzac, 1969, pág.246).

dación, agradación y neoformación se continúan en la diagénesis.

En el caso de un grado evolutivo de diagénesis precoz, la datación de estos sedimentos podrá dar la edad de sedimentación.

En la diagénesis tardía tiene importancia la adsorción del potasio y en este proceso es donde la agradación de la illita está favorecida por la compactación que elimina el agua interfoliar y el aumento de la temperatura, se produce el reordenamiento de la red cristalina lo que lleva también al proceso de homogeneización isotópica, ya que es el que permite la datación de estos sedimentos por los métodos potasio-argón y rubidio-estroncio.

5.3.2. Grado de cristalinidad de la illita en el anquimetamorfismo

Bajo el término anquimetamorfismo, von Harrosowitz (1927), ubicó la serie de fenómenos que ocurren entre la litificación y el metamorfismo y que no pueden ser encasillados dentro de uno de ellos. Posteriormente, las reacciones descritas por von Harrosowitz fueron citadas como post-diagenéticas y diagenéticas de acuerdo a las definiciones de Correns (1950) y Millot (1964).

Más tarde Kubler (1966) vuelve a utilizar el término, debido a que su etimología se adapta bien a la zona que él define, es decir la zona próxima al metamorfismo; para ello se basa en los índices de cristalinidad que él define para la illita, relacionando estos con los límites de existencia de las asociaciones mineralógicas para diversas facies. Así el límite con la zona de la diagénesis lo ubica en el caso de facies aluminosas, en el límite entre la dickita y la pirofilita, basado en el momento en que las asociaciones estables en los sedimentos desaparecen (Winkler, 1965). El límite con la zona de epimetamorfismo lo dan las asociaciones del tipo de los esquistos verdes o esquistos micáceos.

Según Dunoyer de Segonzac (1969) el anquimetamorfismo es una zona de transición y los únicos filosilicatos presentes en la fracción arcilla son illita y clorita, además la única variedad polimórfica de la illita presente es la 2M.

Para algunos autores el proceso anquimetamórfico corresponde a un metamorfismo de bajo grado. Pero hasta el momento sólo fue definido por Kubler (*op. cit.*) sobre la base de los índices de cristalinidad y corresponde a una zona de transición entre la diagénesis y el metamorfismo, concepto utilizado en el presente trabajo.

Este proceso anquimetamórfico sólo afecta la fracción arcilla de las rocas, sin modificar los demás componentes de la misma. En este caso, la datación radiométrica de la fracción arcilla dará la edad de tal proceso.

5.3.3. Grado de cristalinidad de la illita en el epimetamorfismo

En este caso la illita y la clorita pierden sus características arcillosas, crecen de tamaño, se ordenan sus redes cristalinas y disminuye su capacidad de intercambio. Comienzan de ese modo a desarrollarse los esquistos sericiticos.

Si se datan rocas que fueron afectadas por un proceso epimetamórfico la edad que se obtendrá será la de dicho evento.

La figura N° 5 presenta la escala de índices de cristalinidad de la illita y su relación genética según diversos autores, habiendo sido recopilada por Kubler (1966).

5.4. Interpretación Geocronológica

De todo lo expresado anteriormente se deduce que:

1. Si el conjunto de muestras analizadas se alinean sobre una misma isocrona, ello demuestra que se ha producido homogeneización isotópica. La pendiente de la recta permitirá calcular la edad aparente, la que corresponderá al evento datado.
2. Si el grado de cristalinidad de la illita corresponde al de la diagénesis precoz, la edad obtenida será la de sedimentación. En este caso la edad hallada sobre la fracción arcilla será similar a la hallada sobre roca total. La relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i será la del ambiente de formación.
3. Si el grado de cristalinidad corresponde a la diagénesis tardía, el dato geocronológico obtenido sobre la fracción arcilla corresponderá a la diagénesis, mientras que el de roca total a la sedimentación. La relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i de la fracción arcilla será mayor, debido a la acumulación de estroncio en el medio.
4. Según Cordani et al. (1976) mediante el estudio de las isocronas de las muestras analizadas y del lixiviado y residuo, se pueden diferenciar las zonas de diagénesis superior e inferior.
5. Si el estudio del grado de cristalinidad de la illita define un proceso anquimetamórfico, en el cual la homogeneización isotópica sólo se produce en la fracción arcilla, la isocrona de ésta fracción dará la edad del proceso anquimetamórfico. Si el material detrítico está presente en pequeña proporción y responde a una distribución homogénea, se obtendrá una isocrona de roca total cuya pendiente representará la edad de la sedimentación.
6. Si la unidad geológica presenta un grado evolutivo de epimetamorfismo, se obtendrá una isocrona de la fracción arcilla cuya pendiente será la edad de este

Kosovkaya Experimental el Shutoy	Biotta Dysteno	METAGÉNESIS	DIAGÉNESIS	1,6
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	2,0
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	2,6
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	3,0
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	3,6
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	4,2
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	4,8
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	5,4
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	6,0
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	6,6
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	7,2
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	7,8
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	8,4
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	9,0
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	9,6
	Esquistos Gneiss Granito			
Escala Experimental	Epídoto Gneiss Granito	METAMORFISMO	NO METAMÓRFICO	10,0
	Esquistos Gneiss Granito			

(Escala de índices utilizada en el presente trabajo)

5. Escalas de los índices de cristalinidad de la illita (Kubler, 1966, pág.111). Correlación con la escala de índices utilizada en el presente trabajo.

evento y será coinsidente con la isocrona de roca total.

6. TECNICAS EXPERIMENTALES

6.1. Selección de las Muestras

Para aplicar el método rubidio-estroncio a rocas sedimentarias, es necesario efectuar una selección previa de las muestras, la que se basa en sus características mineralógicas, petrográficas y químicas. En todos los casos, las muestras deben ser representativas de la unidad estratigráfica a datar y no presentar alteraciones ni perturbaciones tectónicas.

El conjunto de muestras colectado debe ser estudiado mineralógicamente para determinar su composición, presencia de minerales detríticos y para identificar los distintos componentes mineralógicos de la composición arcilla. La determinación del índice de cristalinidad de la illita permitirá conocer el grado de evolución del sedimento y el proceso que se data.

Una vez seleccionadas las muestras desde el punto de vista mineralógico, las mismas deben ser analizadas químicamente para determinar aquellas con las mejores relaciones Rb/Sr, que sirvan para aplicar el método rubidio-estroncio de isocronas. Esto se efectúa por medio de análisis químicos por espectrometría de fluorescencia de rayos-X.

6.2. Obtención de la fracción arcilla

Con el fin de obtener la fracción arcilla de cada una de las muestras en estudio, para efectuar sobre ella las determinaciones mineralógicas por difracción de rayos-X, el análisis por Rb y Sr por espectrometría de fluorescencia de rayos-X y las técnicas isotópicas de datación, las mismas fueron molidas y tamizadas a tamaño menor de malla 200. En el caso de muestras portadoras de carbonatos, estos fueron eliminados por ataque de la muestra con ácido clorhídrico diluido.

Con posterioridad se llevó a cabo la separación granulométrica, para la cual se preparó una suspensión y desagregación de los componentes en agua, de acuerdo a las técnicas utilizadas en estudios sedimentológicos. De la suspensión se extrajeron dos fracciones: 1- entre 2 y 9 micrones y 2- menor de 2 micrones, para lo que se siguió en general la metodología aplicada en el Centro de Sedimentación y Geoquímica de la Universidad de Estrasburgo, Francia (Mise au Point Collective, 1976).

Algunos investigadores de este Centro extraen la fracción arcilla menor de 2 micrones, a partir de una suspensión de 100 milímetros, con un tiempo de reposo de 100 minutos y a dos centímetros de la superficie, o bien luego de un tiempo de reposo de 3 horas, 20 minutos y a una profundidad de cuatro centí-

metros (Mise Au Point Collective, 1976; Dunoyer et Segonzac, 1979). En este trabajo, la suspensión se efectuó con 1000 mililitros de agua, se tomó como tiempo de reposo 16 horas y la extracción se llevó a cabo a 20 cm de la superficie. De este modo al ser la suspensión más diluída, se incrementa la distancia entre partículas evitándose el efecto de floculación obteniéndose además, una mayor constancia en la velocidad de caída de las partículas.

De la fracción así obtenida, una parte se utilizó para obtener láminas orientadas por centrifugación y el resto se secó a temperatura controlada para el análisis isotópico.

6.3. Identificación de los Componentes Mineralógicos por Difracción de rayos-X

Para identificación de los componentes de la fracción arcilla de cada muestra, se efectuaron los cuatro difractogramas comunes en este tipo de estudio: 1- arcilla normal; 2- arcilla orientada sin tratar; 3- arcilla orientada glicolada; 4- arcilla orientada calentada. Para las muestras orientadas, las láminas se obtuvieron por centrifugación de la suspensión de cada espécimen.

Además, se realizó un difractograma de la roca total, molida y tamizada a tamaño menor de malla 200, con la finalidad de determinar los componentes detríticos y la identificación de los minerales más abundantes.

Para la identificación mineralógica, se siguieron las propiedades de los minerales arcillosos descritas por Grim (1953), Carrol (1970) y Brown (1972).

6.4. Medición de los Índices de Cristalinidad de Kubler y de Esquevin

6.4.1. Escala utilizada para los índices de Kubler.

El índice de Kubler ya definido (ver 5.2.) es un valor absoluto e igual al ancho del pico de 10 Å de la illita, medido a la mitad de su altura.

Como el valor de cada índice depende de las condiciones de operación del equipo utilizado, fue necesario calibrar el difractómetro del INGEIS con respecto a otros donde esta operación fue ya realizada. Para ello se efectuaron mediciones usando muestras patrones del Centro de Sedimentología y Geoquímica de la Universidad de Estrasburgo, Francia. Los resultados hallados se comparan con los obtenidos por Kubler (1966) y por Bonhomme (1976) y se presentan en el cuadro N° 2.

Cuadro N° 2. Valor del índice de cristalinidad de Kubler para los límites de las zonas de diagénesis, anquimetamorfismo y epimetamorfismo.

Zona	Pau, Francia (Kubler, 1966)	Estrasburgo, Francia (Bonhomme, 1976)	F.C.E.N. - U.B.R. (Rial, 1982)
Epimetamorfismo	2,5	3,5	2,6
Anquimetamorfismo	4,0	5,75	5,5
Diagénesis			

Una vez definida la escala utilizada se midieron los índices de las muestras. Para ello se procedió a identificar el pico de 10 \AA de la illita de los difractogramas obtenidos, se normalizaron las variaciones del fondo y se determinó el ancho del pico a la mitad de su altura.

6.4.2. Índice de Esquevin

Para determinar el valor de este índice, se midieron las intensidades de los picos correspondientes a los espacios (001) y (002) de la illita ubicados en 10 \AA y 5 \AA respectivamente y se calculó el valor de la relación $I_E = (002)/(001)$, de cada muestra.

6.5. Metodología de la datación rubidio-estroncio

Se realizaron dataciones sobre las fracciones arcilla menor de 2 micrones y entre 2 y 9 micrones y además, sobre la roca total. En todos los casos las muestras fueron tratadas siguiendo las técnicas utilizadas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (Varela, 1976) y en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, Brasil (Kawashita *et al.*, 1974).

6.5.1. Análisis químico de rubidio y estroncio

Los tenores de rubidio y estroncio de las muestras analizadas, se determinaron por espectrometría de fluorescencia de rayos-X, de acuerdo a la técnica propuesta por Reynolds (1963), utilizando el recíproco del efecto Compton del molibdeno y teniendo en cuenta la corrección por la matriz.

Las mediciones se efectuaron usando tubo de molibdeno y los patrones CSP-1 y DTS-1, granodiorita y dunita respectivamente, ambos procedentes del United States Geological Survey, que poseen las siguientes concentraciones de rubidio y estroncio:

<u>Patrón</u>	<u>Rb ppm</u>	<u>Sr ppm</u>
GSP-1	250,7	235,0
DTS-1	0,0	0,4

Sobre la base de los resultados se efectuó el cálculo de la relación Rb/Sr, con la cual se realizó la selección de las muestras a analizar.

6.5.2. Determinación de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Las muestras con contenido de Rb y Sr superiores a 50 ppm, fueron atacadas químicamente para determinar la relación normal $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ por espectrometría de masas. Aquellas con contenidos menores de 50 ppm, se analizaron por el método de dilución isotópica de acuerdo a las técnicas citadas más arriba.

6.5.2.1. Preparación química de las muestras para determinar la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ normal

La muestra de una cantidad aproximada de 0,2 g se ataca durante 15 horas, a una temperatura de 60 - 70° C, con una mezcla de 0,5 ml de ácido perclórico y 20 ml de ácido fluorhídrico. Producida la disolución de la muestra, se agregan 2 - 3,5 ml de HCl 2,6 N, se centrifuga y se la pasa por columnas de intercambio catiónico, para obtener una fracción rica en estroncio y libre de rubidio. La solución así obtenida se evapora a 80° C y luego de cargar con ella un filamento, se analiza por espectrometría de masas para hallar el valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

6.5.2.2. Dilución isotópica

La muestra se ataca de la misma manera y la disolución se divide en dos alícuotas.

En una de ellas se agrega una cantidad calculada de trazador enriquecido en ^{84}Sr y luego del pasaje por la columna de intercambio catiónico, se carga un filamento para el análisis por espectrometría de masas y la determinación del contenido de Sr total y de su composición isotópica.

A la otra se agrega trazador enriquecido en ^{87}Rb y luego de su concentración por evaporación, se carga un filamento para determinar por espectrometría de masas el contenido de Rb total y su composición isotópica.

6.5.3. Espectrometría de masas

6.5.3.1. Determinación de estroncio

Para las muestras tratadas para determinar la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ normal, se obtuvieron un conjunto de 10 a 20 picos de ^{86}Sr , ^{87}Sr y ^{88}Sr . Para las

preparadas por dilución isotópica, se efectuó la medición de 10 a 20 grupos de picos de ^{84}Sr , ^{96}Sr , ^{87}Sr y ^{88}Sr .

En base a los espectros en ambos casos se determina el valor de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y en el segundo caso además, puede calcularse el contenido total de Sr.

6.5.3.2. Determinación de rubidio

Del mismo modo se efectúa un espectro con un conjunto de 10 a 20 grupos de picos, que permiten determinar el contenido total de rubidio y su composición isotópica.

6.5.3.3. Medición de los espectros de rubidio y estroncio

Los espectros citados fueron medidos manualmente y se calcularon:

- a- Para muestras estudiadas por dilución isotópica las relaciones: $^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$, $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}$.
- b- Para muestras estudiadas por estroncio normal se calculan las relaciones: $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Para cada relación se calculó el valor medio, la desviación estándar y la desviación estándar porcentual y se ajustaron los datos por computadora.

Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas para el estudio de estroncio normal se normalizaron teniendo en cuenta el valor teórico admitido para la relación ($^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$) (Nier y Bainbridge, 1950). Para ello las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas en el espectro son ajustadas por un factor de discriminación debido a la evaporación de los elementos más livianos en el inicio del análisis espectrométrico.

Finalmente se determinó para cada muestra los valores de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

6.6. Determinación de la edad

Con los valores de las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se construyeron las isocronas correspondientes a las fracciones arcilla menor de 2 micrones y entre 2 y 9 micrones y de roca total. En cada caso se utilizaron muestras correspondientes a una misma unidad estratigráfica.

A partir de las isocronas obtenidas se determinó el valor de la relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i de cada una de ellas y la edad, para la cual se utilizó como valor de $\lambda^{87}\text{Rb}$: $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

7. RESULTADOS OBTENIDOS PARA LAS FORMACIONES SANTA ROSITA Y ACOITE

7.1. Generalidades

— Durante el estudio de campo se extrajeron 87 muestras pé-
líticas (ver ubicación en el perfil columnar, Anexo Mapas y Perfili-
les). De ellas, se seleccionaron 21 por su granulometría extremam-
ente fina, su ubicación en el perfil y su presentar signos de
alteración. Estas muestras estudiadas por difracción de rayos X por
la identificación de sus componentes y sobre el mineral illite se aplicó
entre ellas se determinó los índices de Kübler y Eschweil. Pos-
teriormente, una de las muestras seleccionadas se analizó por difrac-
ción de rayos X para determinar la estructura y entre otros y sus
variaciones, además de esto por espectrometría de fluores-
cencia de rayos X (63 análisis), para hallar sus contenidos en
rubidio y estroncio. De las muestras se buscaron relaciones R/Dr
más favorables, fueron seleccionadas y estudiadas cuantitativamen-
te por esos elementos, por el citado método (30 análisis). Por
último, teniendo en cuenta los índices de cristalinidad, la mine-
ralogía de la roca, el contenido de rubidio y estroncio de ellas
y sus ubicaciones estratigráficas se realizó el estudio isotópi-
co. De éste se obtuvieron tres isogramas para las fracciones se-
fieladas, en las cuales participaron 11 muestras; además, se reali-
zaron determinaciones radiométricas por el método potasio-urano.
Con toda la información disponible se efectuó la interpretación
geológica-geocronológica de las muestras estudiadas.

7.2. Identificación de los minerales componentes de la fracción arcilla

Con el fin de determinar los componentes minerales de la fracción ar-
cilla, se realizaron 84 difractogramas de difracción de rayos-X. En cada caso se
efectuó el análisis sobre las cuatro láminas preparadas en la forma descrita en
6.3. En el cuadro N° 3 se dan a conocer los resultados hallados.

Además, sobre las 21 muestras se efectuó el estudio de la roca total
con el fin de determinar los componentes detríticos más importantes de estas ro-
cas pelíticas. De este modo se halló que el mineral más abundante es el cuarzo
y en menor proporción feldespatos y micas. Para la interpretación se complementó
este estudio con el análisis petrográfico de todas las rocas, en especial de las
areniscas asociadas a las pelitas.

CUADRO N° 3. Composición mineralógica de la fracción arcilla de las pelitas de
las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

Muestra N°	Componente I	Cantidad %	Componente II	Cantidad %
<u>Formación Santa Rosita</u>				
E ₁	illita	43	clorita	57
E ₂	illita	44	clorita	56
E ₃	illita	33	clorita	67
E ₄	illita	55	clorita	45
E ₅	illita	48	clorita	52
E _{2a1}	illita	74	clorita	26
E _{2a2}	illita	56	clorita	44
E _{2a3}	illita	52	clorita	48
E _{2a4}	illita	53	clorita	47
<u>Formación Acoite</u>				
G13N1	illita	36	clorita	64
G13N21	illita	37	clorita	63
G13N22	illita	39	clorita	61
G13N31	illita	25	clorita	75
G13N32	illita	24	clorita	76
G13N4	illita	29	clorita	71
G11E1	illita	68	clorita	32
G12N1	illita	86	clorita	14
G12N2	illita	91	clorita	9
G3E1	illita	67	clorita	33
G3E2	illita	55	clorita	45
G3E3	illita	60	clorita	40

7.3. Índices de Kubler y de Esquevin

De la manera descripta en 6.4. se efectuó la determinación de los valores de los índices de Kubler y de Esquevin de las muestras analizadas, que se presentan en el Cuadro N° 4. La relación entre esos dos índices se halla en la figura N° 6.

Cuadro N° 4. Valores de los índices de Kubler I_K y de Esquevin I_E , para las muestras de las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

Muestra N°	I_K *	I_E	Muestra N°	I_K *	I_E
<u>F. Santa Rosita</u>			<u>F. Acoite</u>		
E ₁	3,5	0,4	G12N1	5,5	0,53
E ₂	4	0,36	G12N2	5,5	0,55
E ₃	3	0,31	G11N1	6,5	0,58
E ₄	4	0,36	G13N1	3,5	0,34
E ₅	3,3	0,37	G13N22	5	0,34
E _{2a1}	4,2	0,5	G13N31	5,5	0,63
E _{2a2}	4,5	0,44	G13N32	6,5	0,47
E _{2a3}	5	0,45	G13N4	5,6	0,49
E _{2a4}	4,8	0,5	G3E1	6	0,48
			G3E2	5,6	0,57
			G3E3	6,0	0,48
			G13N21	4,5	0,34

* Valores de acuerdo a la escala determinada en 6.4.1.

Como se observa en el cuadro N° 4, las muestras de la Formación Santa Rosita se hallan dentro del dominio del anquimetamorfismo, mientras que la cristalinidad de las illitas de la Formación Acoite poseen gran variación, lo que es de importancia para la interpretación del dato radiométrico como se verá más adelante.

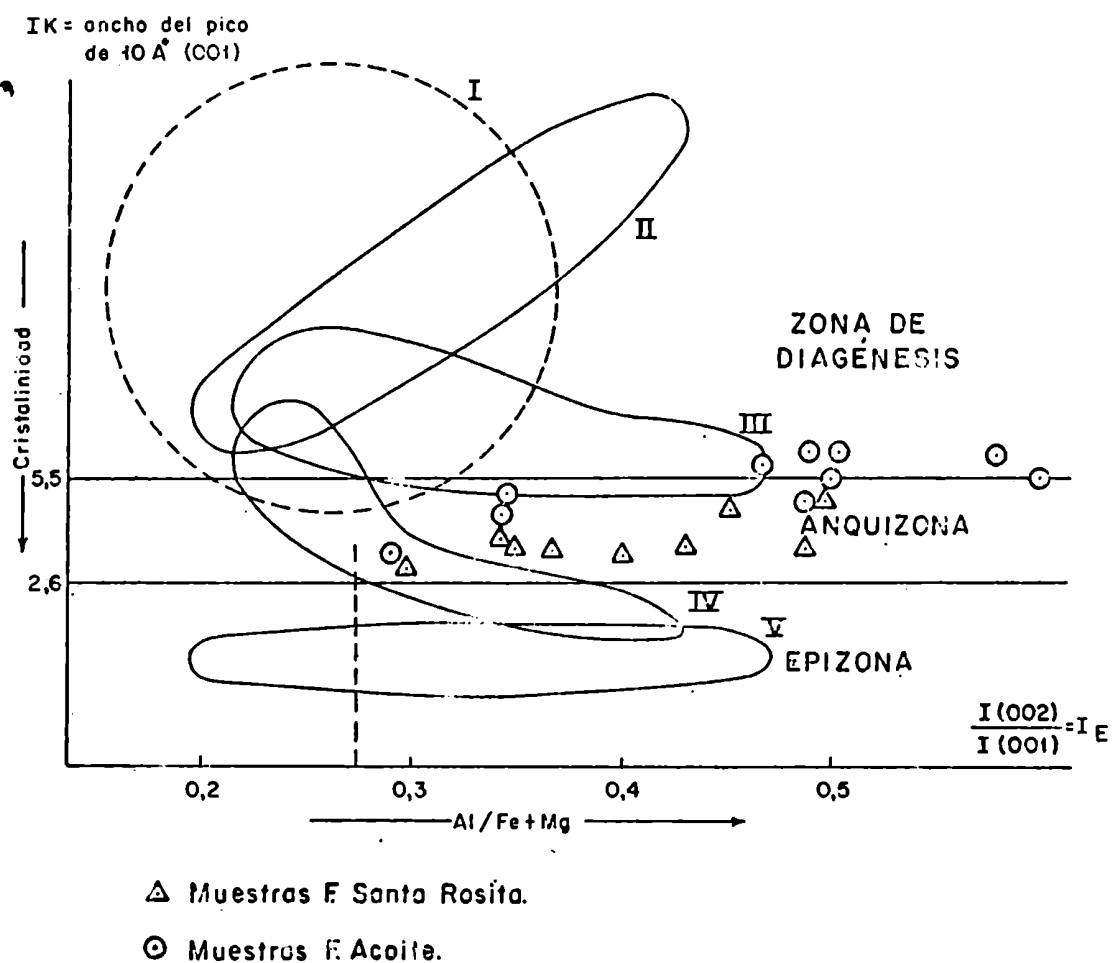


Fig. 6. Distribución de las muestras analizadas de las Formaciones Santa Rosita y Acoite en el modelo de relación entre índices de Kubler y Esquevin propuesto por Segonzac (1969) (Límites de índice de cristalinidad utilizados en el presente trabajo).

Los valores hallados para los índices de Esquevin indican que las muestras estudiadas poseen illitas alumínicas, ya que el valor de ese índice en todos los casos es mayor de 0,3. Esto demuestra que este mineral pertenece a la variedad dioctaédrica.

La distribución de las muestras en la figura N° 6 permite concluir:

1. Las correspondientes a la Formación Santa Rosita demuestran poseer un claro carácter anquimetamórfico, aunque no todas se ubican dentro de la zona de anquimetamorfismo descrita por Esquevin (1969); 2. Las de la Formación Acoite muestran una mayor distribución, lo que señala la presencia de diferentes grados de cristalinidad para las illitas de esta Formación, demostrando una evolución geológica distinta con respecto a la otra.

Cabe mencionar que el proceso anquimetamórfico que afectó a las rocas pelíticas de la Formación Santa Rosita se evidencia en el estudio petrográfico de las areniscas asociadas, las que presentan microplegamientos y microfracturamientos, reacondicionamiento de las láminas de micas y ausencia de neoformación de los minerales que las componen. Estas características indican que las condiciones de presión y temperatura que afectaron estas rocas, superan las correspondientes a la zona de diagénesis, pero sin alcanzar las de epizona.

7.4. Espectrometría de fluorescencia de rayos-X

La determinación de los contenidos de Rb y Sr de las muestras estudiadas por espectrometría de fluorescencia de rayos-X, se efectuó de acuerdo a lo descrito en 6.5.1. Se realizaron un total de 93 determinaciones químicas, de las cuales 63 corresponden a estudios semicuantitativos y el resto a análisis cuantitativos.

En el cuadro N° 5 se presentan los resultados hallados, señalándose que el segundo tipo de análisis se realizó sobre las muestras seleccionadas para efectuar el estudio radimétrico.

Cuadro N° 5. Análisis semicuantitativos y cuantitativos por espectrometría de fluorescencia de rayos-X de las muestras de las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

Muestra N°	Fracción	Análisis Semicuantitativo		Análisis Cuantitativo	
		Sr (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)
<u>Formación Santa Rosita</u>					
E ₁	A	330	72	--	--
E ₁	B	--	--	--	--
E ₁	C	93	84	--	--
E ₂	A	419	59	--	--
E ₂	B	--	--	--	--
E ₂	C	--	--	--	--
E ₃	A	409	56	418,7	59
E ₃	B	--	--	--	--
E ₃	C	136	82	127,2	77
E ₄	A	120	171	118	163,6
E ₄	B	151	236	174,7	261,2
E ₄	C	170	276	155,9	264,9
E ₅	A	--	--	--	--
E ₅	B	66	212	--	--
E ₅	C	87	224	--	--
E _{2a1}	A	84	175	82,5	170,3
E _{2a1}	B	57	286	57,3	265,8
E _{2a1}	C	57	266	52,7	257,0
E _{2a2}	A	88	167	--	--
E _{2a2}	B	64	242	--	--
E _{2a2}	C	65	272	--	--
E _{2a3}	A	68	188	73,3	193,1
E _{2a3}	B	60	233	63,7	238,1
E _{2a3}	C	57	261	--	--

Cuadro N° 5. (Continuación)

Muestra N°	Fracción	Análisis Semicuantitativo		Análisis Cuantitativo	
		Sr (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)
E _{2a4}	A	100	163	103	163,2
E _{2a4}	B	84	265	91	261,4
E _{2a4}	C	78	259	83,1	273,2
<u>Formación Acoite</u>					
G13N1	A	81	113	--	--
G13N1	B	157	188	150,3	174,5
G13N1	C	174	177	166,5	175,9
G13N21	A	84	140	--	--
G13N21	B	113	219	106,9	201,4
G13N21	C	132	235	126,4	223,4
G13N22	A	82	141	83,7	129,8
G13N22	B	115	215	102,9	200
G13N22	C	129	216	--	--
G13N31	A	103	95	--	--
G13N31	B	127	166	--	--
G13N31	C	142	189	--	--
G13N32	A	108	82	105,5	85,8
G13N32	B	143	173	151,8	179,5
G13N32	C	150	206	145,7	179,7
G13N4	A	82	122	83,7	125,2
G13N4	B	128	192	132,3	199
G13N4	C	134	199	--	--
G11N1	A	89	106	--	--
G11N1	B	112	179	--	--
G11N1	C	114	179	--	--

Cuadro N° 5. (Continuación)

-10-

Muestra N°	Fracción	Análisis Semicuantitativo		Análisis Cuantitativo	
		Sr (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)
G12N1	A	108	107	--	--
G12N1	B	162	204	--	--
G12N1	C	171	200	--	--
G12N2	A	167	116	107,5	114,5
G12N2	B	157	223	157	211,2
G12N2	C	166	204	167,5	200,5
G3E1	A	46	208	41,2	250,3
G3E1	B	40	266	43,4	261,4
G3E1	C	40	240	41,2	250,3
G3E2	A	47	214	--	--
G3E2	B	41	252	--	--
G3E2	C	40	241	--	--
G3E3	A	49	207	--	--
G3E3	B	48	277	--	--
G3E3	C	43	233	--	--

Notas: A: roca total; B: fracción menor de dos micrones; C: fracción entre dos y nueve micrones.

Condiciones de operación: Radiación de molibdeno, cristal analizador FLi,
40 KV 20 mA.

7.5. Resultados de edades por el método rubidio-estroncio de isocronas

A partir de los datos analíticos hallados con el estudio isotópico de las muestras (Cuadro N° 6), se construyeron las isocronas que permitieron tener las edades que se dan en el Cuadro N° 7.

Cuadro N° 6. Datos analíticos obtenidos para las muestras de las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

Muestra N°	Sr PPm	Rb ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$
<u>Formación Santa Rosita</u>				
E ₃ (RT)	59	418,7	0,7133 ± 0,0012	0,41 ± 0,01
E ₄ (RT)	163	118	0,7381 ± 0,0010	4,01 ± 0,08
E _{2a4} (RT)	163,2	103	0,7433 ± 0,0011	4,60 ± 0,09
E _{2a1} (RT)	170,3	82,5	0,7511 ± 0,0012	6 ± 0,12
E _{2a3} (RT)	193,1	73,3	0,7655 ± 0,0015	7,66 ± 0,15
E ₄ (FFI)				
E _{2a4} (FFI)	261,4	91	0,7675 ± 0,0016	8,36 ± 0,17
E _{2a3} (FFI)	236,1	63,7	0,7728 ± 0,0011	10,79 ± 0,21
E _{2a1} (FFI)	265,8	57,3	0,7978 ± 0,0010	13,54 ± 0,27
E ₃ (FFII)	77	127,2	0,7237 ± 0,0008	1,75 ± 0,004
E ₄ (FFII)	217,76	169,4	0,7388 ± 0,0013	3,867 ± 0,090
E _{2a4} (FFII)	273,2	83,1	0,7734 ± 0,0011	9,57 ± 0,19
E _{2a1} (FFII)	257	52,7	0,7946 ± 0,0011	14,23
<u>Formación Acoite</u>				
G13N32 (RT)	85,8	105,5	0,7257 ± 0,0013	2,36 ± 0,05
G13N4 (RT)	125,2	83,7	0,7059 ± 0,0021	4,35 ± 0,09
G13N22 (RT)	139,8	83,7	0,7555 ± 0,0026	4,85 ± 0,10
G12N2 (RT)	114,5	107,5	0,7372 ± 0,0011	3,09 ± 0,06
G13N2 (FFI)	174,5	150,3	0,7384 ± 0,0009	3,37 ± 0,07
G13N32 (FFI)	179,5	151,8	0,7332 ± 0,0011	3,43 ± 0,07
G13N4 (FFI)	199	132,3	0,7452 ± 0,0019	4,37 ± 0,09
G12N2 (FFI)	211,2	157	0,7396 ± 0,0017	3,90 ± 0,08
G13N21 (FFI)	201,4	106,9	0,7483 ± 0,0017	5,47 ± 0,11
G13N22 (FFI)	200	102,9	0,7474 ± 0,0017	5,64 ± 0,11

En todos los casos las isocronas fueron construídas manualmente y ajustadas por computación.

Para la formación Santa Rosita se obtuvieron tres isocronas: 1- roca total; 2- fracción menor de dos micrones y 3- fracción entre dos y nueve micrones (Figuras 7,8 y 9 respectivamente). En los tres casos las muestras presentan una distribución homogénea, alineándose sobre una recta, lo que demuestra que el conjunto de muestras utilizado sufrió un proceso de homogeneización isotópica.

La pendiente de la isocrona de roca total representa la edad de la sedimentación y la edad de ella es de 494 ± 15 m.a., con una relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de 0,7085. La isocrona correspondiente a la fracción fina, data el evento anquimeta-mórfico que afectó esta unidad en 410 ± 15 m.a., con una relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de 0,7170.

Por la Formación Acoite desafortunadamente no se obtuvieron isocronas representativas debido a las características sedimentológicas mencionadas anteriormente. Las muestras correspondientes a roca total (Figura N° 10) no se alinean sobre una recta real, lo que indica falta de homogeneización isotópica. En este caso no pudo hallarse la edad radiométrica debido a lo mencionado, lo que se debe a la abundante presencia de material detrítico.

La isocrona de la fracción fina (Figura 11), tampoco presenta una homogénea distribución de las muestras. A pesar de ello, la mejor obtenida por el método de los cuadrados mínimos, indica una edad de 394 ± 99 m.a., con una relación inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ de 0,7171. En este caso se considera que la isocrona no es representativa y los valores hallados deben ser considerados con reservas.

Cuadro N° 7. Edades de las isocronas obtenidas y relaciones iniciales $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ para las Formaciones Santa Rosita y Acoite.

TIPO	Edad en m.a.	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Figura N°
<u>Formación Santa Rosita</u>			
Roca total	494 ± 15	0,7085	7
Fracción fina I	409 ± 15	0,7160	8
Fracción fina II	411 ± 15	0,7175	9
Lexiviado	392 ± 10	0,7187	12
Residuo	399 ± 12	0,7174	12
<u>Formación Acoite</u>			

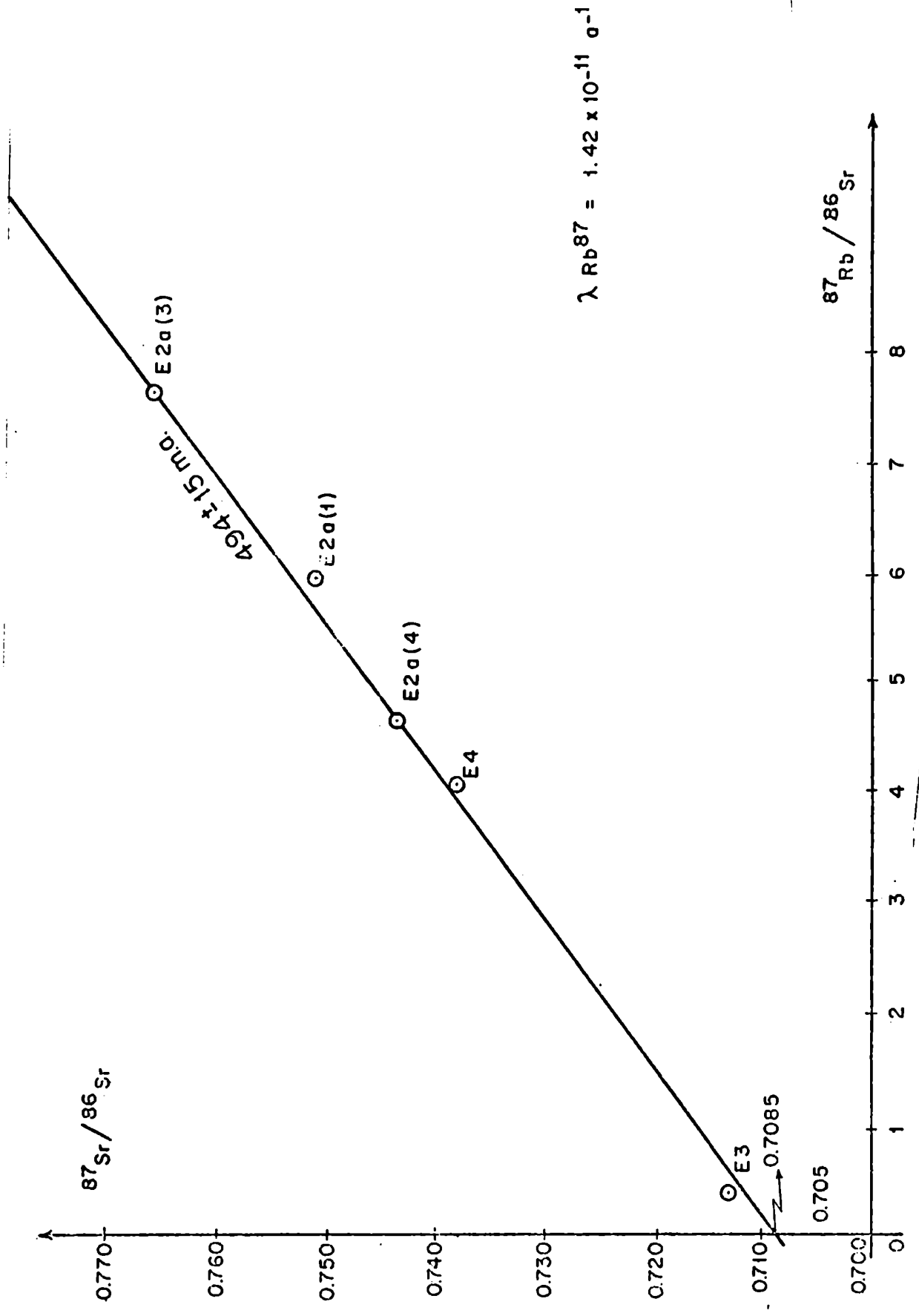


Fig. 7. Formación Santa Rosita, isocrona de roca total.

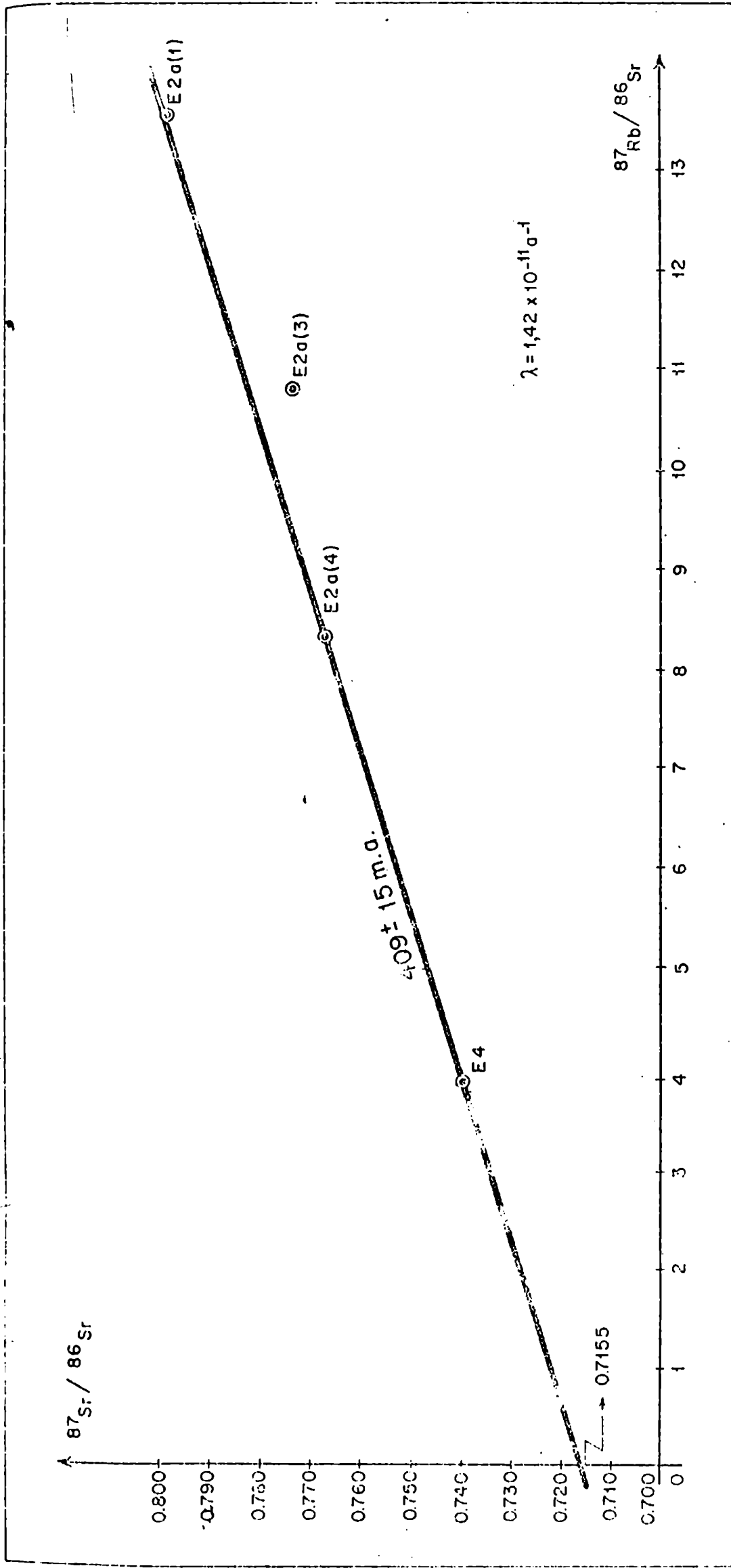


Fig. 8. Formación Santa Rosita. isocrona de la fracción menor a 2 micrones.

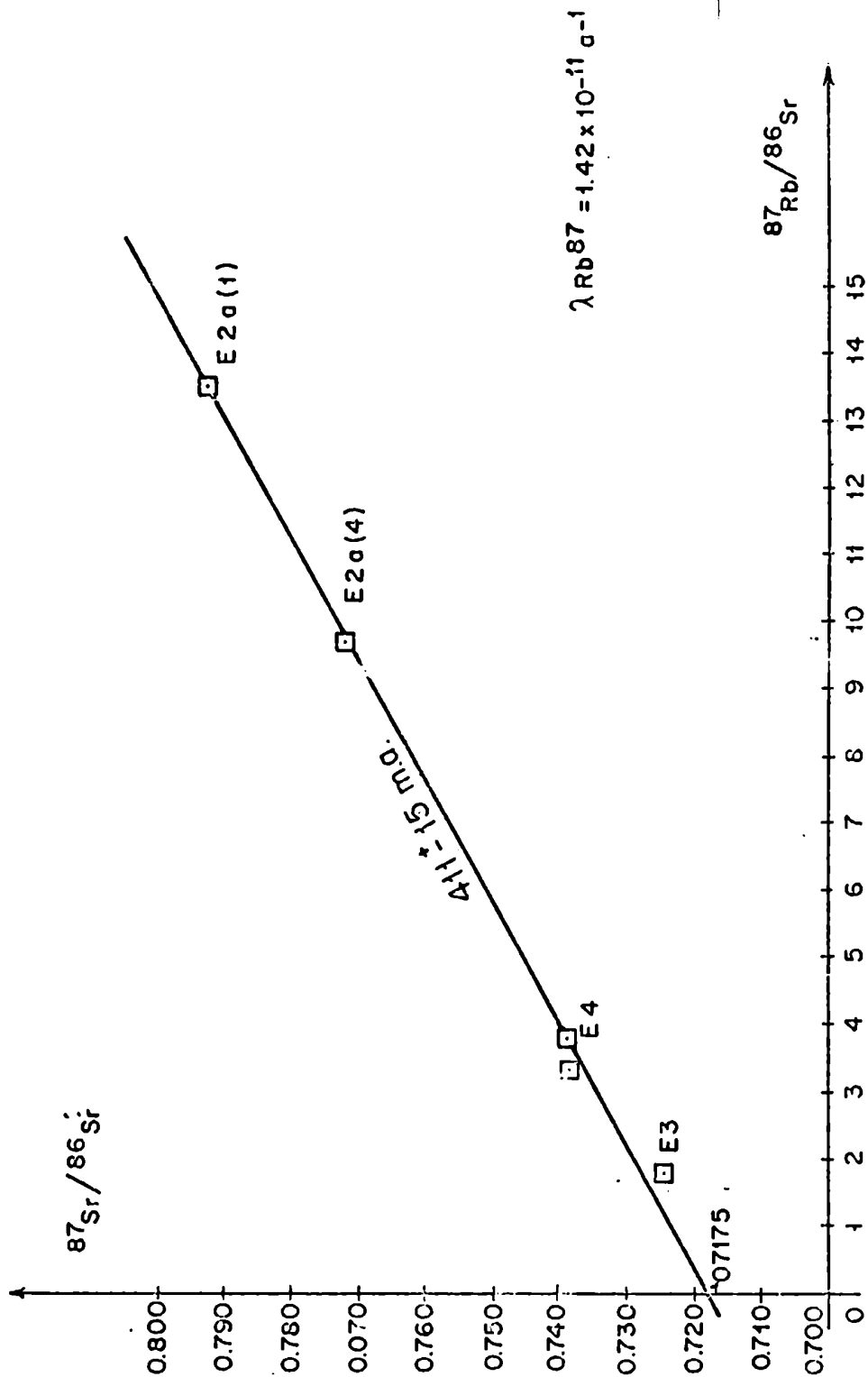


Fig. 9. Formación Santa Rosita, isocrona de la fracción entre 2 y 9 micrones.

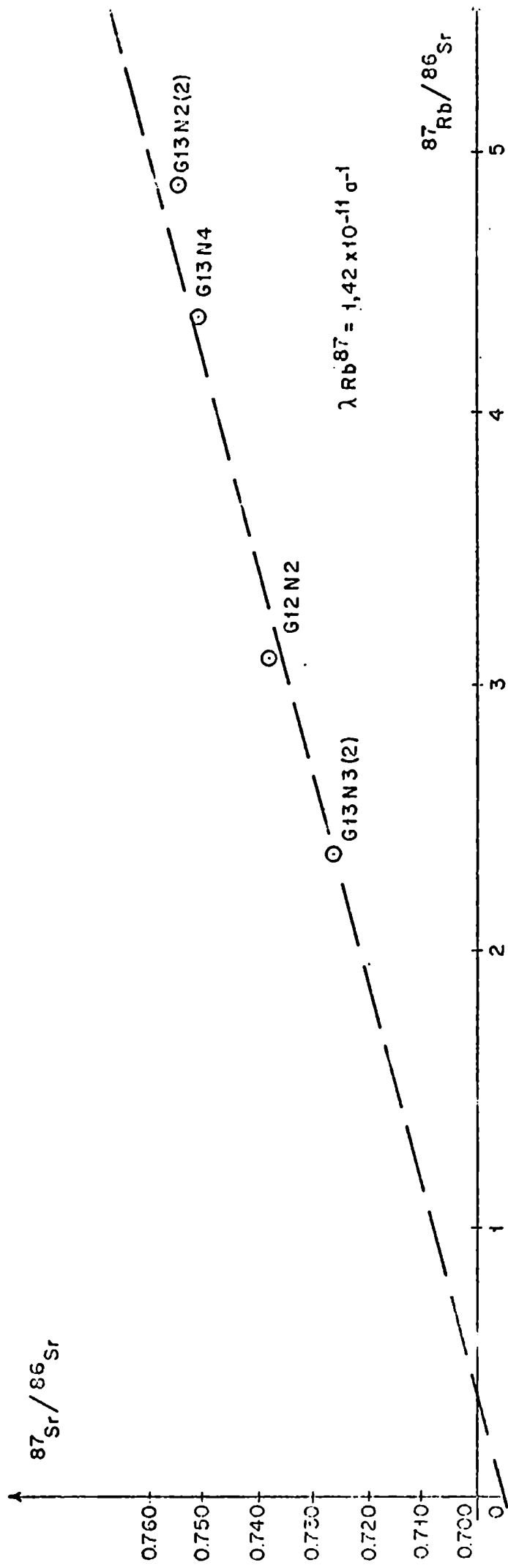


Fig. 10. Formación Acoite, isocrona roca total.

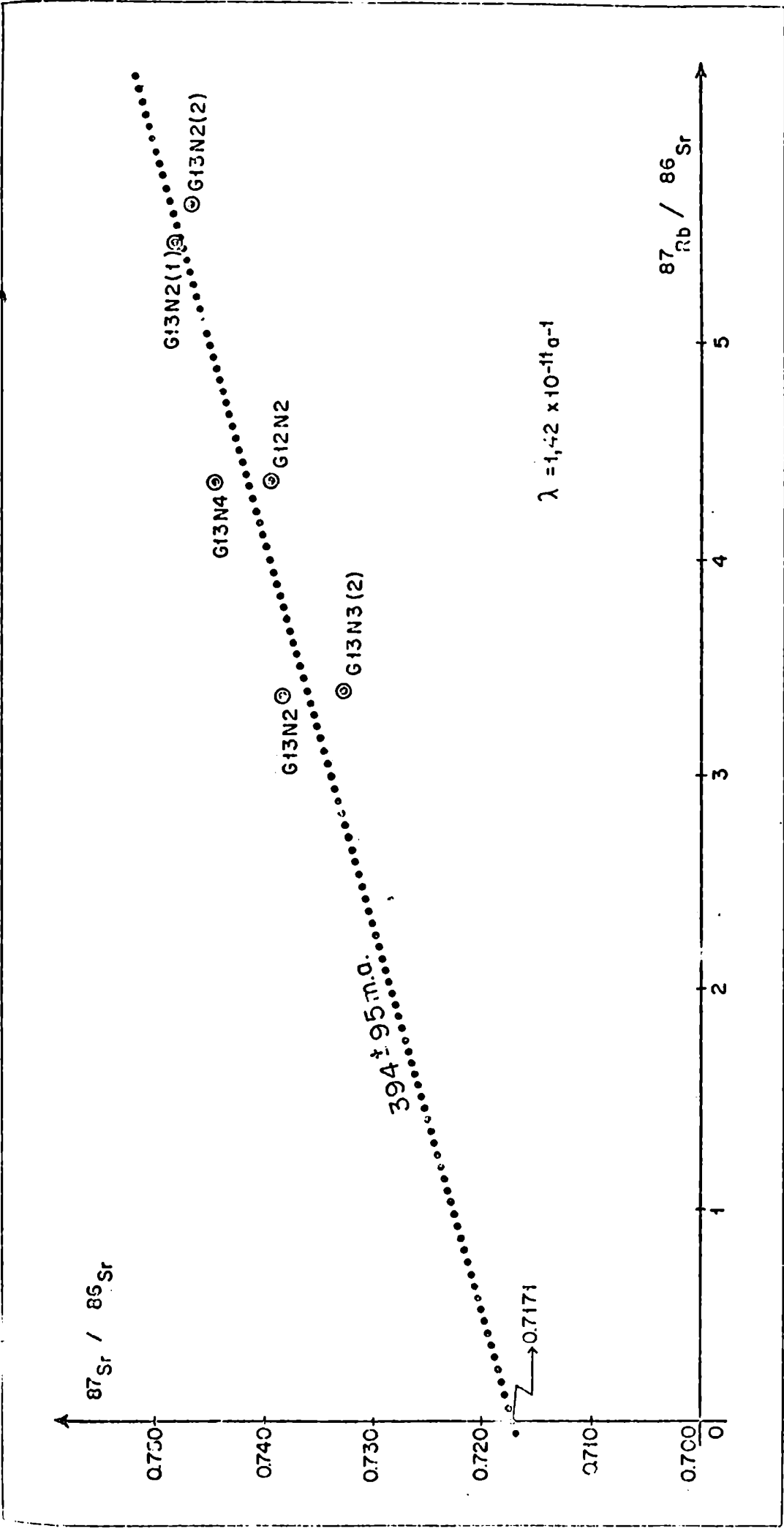


Fig. 11. Formación Acoite, isocrona fracción fina (menor a 2 micrones).

TIPO	Edad en m.a.	$(^{87}\text{Sr}/^{26}\text{Sr})_i$	Figura N°
<u>Formación Acoite</u>			
Roca total	--	--	10
Fracción fina	394 ± 99	0,7171	11

7.6. Otros resultados obtenidos

7.6.1. Análisis rubidio-estroncio de residuo y lixiviado

Se efectuó sobre tres muestras de roca total de la Formación Santa Rosita el análisis isotópico sobre el residuo y el lixiviado que resultan de atacar las muestras con HCl 0,1 N y posterior centrifugación. De este modo se obtuvieron tres isocronas (Figura N° 12), de las cuales dos de ellas dan edades concordantes dentro del error del método (392 ± 2 m.a. y 399 ± 12 m.a.), edades que corresponderían al episodio anquimetamórfico que afectó a la unidad geológica estudiada.

La muestra E_3 da una edad imprecisa dado un alto contenido de estroncio, lo que se debe al alto contenido de carbonatos que la constituyen. Los resultados obtenidos con este estudio que permiten trazar una isocrona concordante con las muestras E_2 y E_4 se pueden observar en el cuadro N° 8.

Cuadro N° 8. Datos analíticos obtenidos por el método rubidio-estroncio del residuo y lixiviado de las muestras de la Formación Santa Rosita.

Muestra N°	Material	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}^{**}$
E_{2a}	Roca total	163,2	103	4,6	0,7453
E_{2a}	Lixiviado (RT)	0,80	19,6*	0,115	0,7133
E_{2a}	Residuo (RT)	173,9	97,2	5,54	0,7492
E_4	Roca total	163	118	4,01	0,7381
E_4	Lixiviado (RT)	0,30	10	0,083	0,7162
E_4	Residuo (RT)	169,6	107,2	4,59	0,7414
E_3	Roca total	59	418,7	0,410	0,7153
E_3	Lixiviado (RT)	0,50	212,6*	0,007	0,7123
E_3	Residuo	73,2	242,1	0,88	0,7155

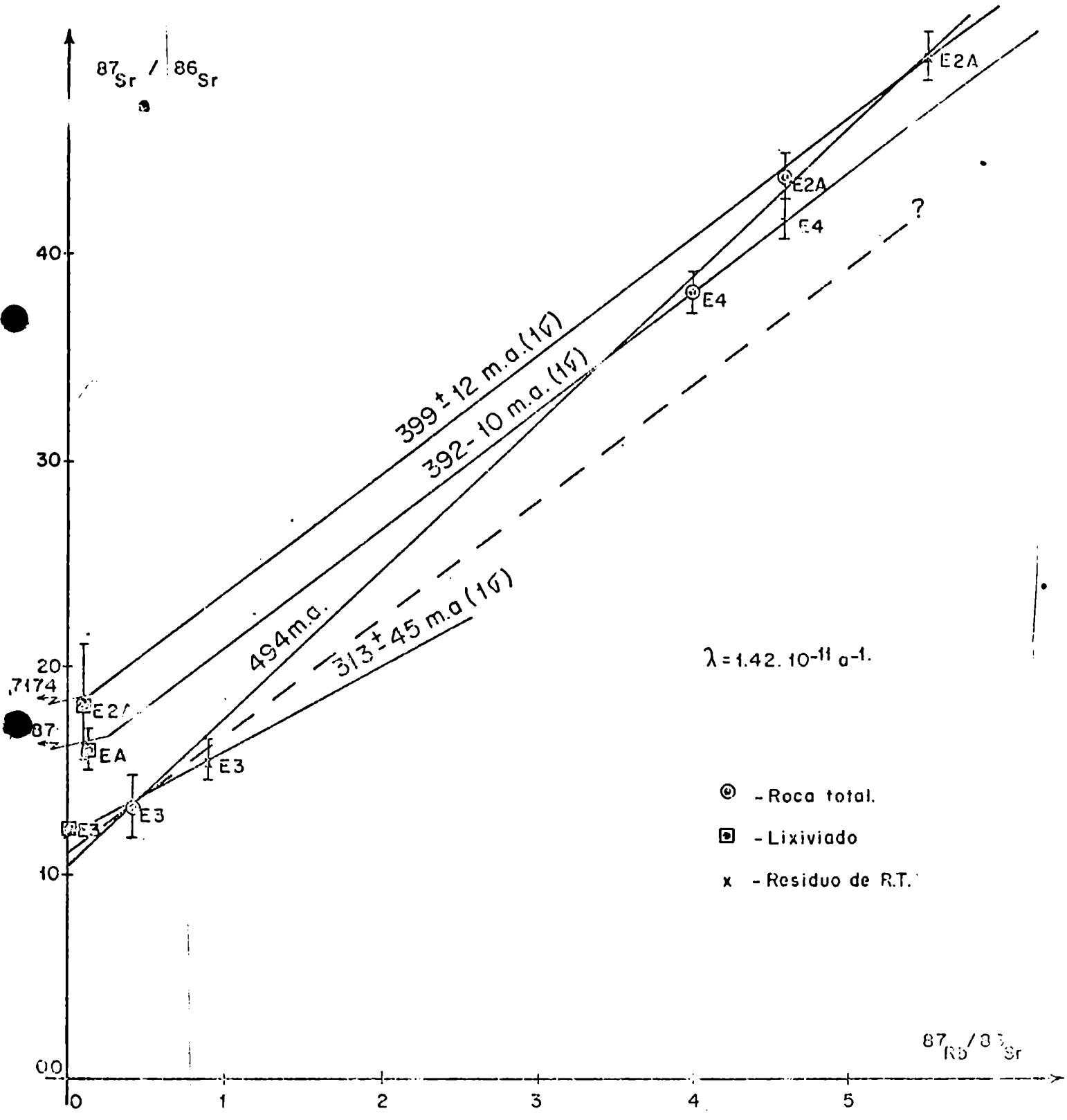


Fig. 12. Formación Santa Rosita. Diagrama isocrónico resultante del estudio de lixiviado y residuo.

* Determinaciones realizadas por dilución isotópica

** Relaciones normalizadas para $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$

7.6.2. Dataciones por el método potasio-argón

Con el fin de confirmar los datos obtenidos, se dataron algunas de las muestras de las formaciones estudiadas, por el método potasio-argón, en el laboratorio del INGEIS y de acuerdo con las técnicas descritas por Linares, Kawashita y Kleiner (1973).

Los resultados obtenidos (Cuadro N° 9), asignan ambas unidades geológicas al Ordovícico, habiéndose obtenido una edad de 484 ± 15 m.a. sobre roca total para la Formación Santa Rosita, mientras que para la Formación Acoite se obtuvo un valor de 445 ± 15 m.a.

La edad potasio-argón para la fracción fina de la Formación Santa Rosita es de 337 ± 10 m.a., que representaría el proceso anquimetamórfico que la afectó. Teniendo en cuenta las características de esta muestra y por ende los errores analíticos, la edad hallada es concordante con la obtenida por el método Rb/Sr.

Cuadro N° 9. Datos analíticos y edad de las muestras analizadas por el método potasio-argón.

Muestra N°	Formación	K %	Ar ⁴⁰ rad 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ atm %	Edad en m.a.
E _{2a1} (RT)	Santa Rosita	0,97	9,34	4,3	484 ± 15
E _{2a1} (FFI)	Santa Rosita	4,22	27,15	2,7	337 ± 10
C13N4 (RT)	Acoite	2,85	24,97	10,6	445 ± 15

8. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS. CONCLUSIONES

La interpretación de los resultados radiométricos obtenidos en el curso de esta investigación se efectuó teniendo en cuenta: 1) las relaciones geológicas del área estudiada; 2) la mineralogía de las rocas analizadas; 3) el grado de evolución sedimentaria determinado para ellas; y 4) la precisión y exactitud de los datos analíticos. Para relacionar las edades radiométricas con las unidades geológicas consideradas, se siguió lo propuesto por Cordani *et al.* (1976).

Para la Formación Santa Rosita, del estudio geocronológico por análisis de roca total se obtuvo una edad de 494 ± 15 m.a., la cual teniendo en cuenta el grado de evolución sedimentaria de la misma, corresponde a la edad de depositación de esta Formación. Esto a su vez es acorde con las características geológicas y paleontológicas, ya que Turner (1960) asignó esta unidad estratigráfica al Tremadociano.

Mediante el estudio de los índices de cristalinidad de la illita de muestras procedentes de esta Formación, se determinó que el grado evolutivo de la misma corresponde al anquimetamorfismo. Además, se comprobó a partir de las observaciones mineralógicas y petrográficas la existencia de una pequeña cantidad de minerales detríticos y una homogénea distribución de los contenidos de rubidio y estroncio. De este modo, las isocronas que se obtuvieron para las fracciones fina menor de dos micrones y entre dos y nueve micrones, son representativas. Ambas fracciones representan el contenido arcilloso de las rocas estudiadas y las respectivas isocronas son coincidentes. Por todo lo antedicho se interpreta que la pendiente de esta recta (Fig. N° 8 y 9) data el evento anquimetamórfico que sólo afectó a los componentes arcillosos sin modificar los demás componentes, asignándole una edad de 410 ± 15 m.a.. De esto se deduce que a esa edad se produjo una homogeneización isotópica en la fracción fina a nivel formacional.

El análisis de residuo y lixiviado (Fig. N° 12) corroboran una edad de depositación de 494 ± 15 m.a. y permiten considerar a esta como edad máxima de la sedimentación, dada la presencia de intercalaciones carbonáticas.

La Formación Acoite fue asignada por Turner (1960) al Arenigiano-Llanvirniano. Mediante el estudio geocronológico se obtuvo para la roca total de esta formación una isocrona no real desde el punto de vista geocronológico, dado que la misma da una relación inicial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) muy baja para las rocas tratadas. Esto se debe a la presencia de abundantes minerales detríticos, lo que demuestra una falta de homogeneización isotópica. Por lo tanto, el dato radiométrico obtenido de la isocrona de roca total no es de buena calidad y su valor interpretativo debe ser considerado con reservas.

Para la fracción fina de la Formación Acoite se obtuvo una isocrona con un alto error analítico dado que no fue posible obtener una homogénea distribución de los tenores de rubidio y estroncio. Por lo tanto el dato radiométrico no puede considerarse como de valor geológico. A pesar de ello, algunas muestras de la fracción fina de la Formación Acoite se ubican sobre la isocrona de la fracción fina de la Formación Santa Rosita correspondiente al evento anquimetamórfico. En base a lo antedicho y teniendo en cuenta el estudio de los índices de cristalinidad en los que se observó gran distribución, se infiere que el evento anquimetamórfico que afectó a la fracción fina de la Formación Santa Rosita, no produjo una rehomogeneización isotópica, a nivel formacional, en la Formación Acoite.

Con nuevos avances en la metodología esta formación no ha sido nuevamente estudiada.

Geológicamente se deduce que la edad obtenida para la sedimentación de la Formación Santa Rosita es de 494 ± 15 m.a., la que fue afectada por un proceso anquimetamórfico que no afectó homogéneamente a la Formación Acoite. Este evento aconteció a los 410 ± 15 m.a., lo que correspondería a los últimos movimientos del Ciclo Caledónico. Esto último no coincide con lo descrito por Turner (1964) quien expresa que la Fase Oclóyica fue la de mayor importancia en la comarca.

Pero dada la interpretación realizada para la Formación Acoite, el episodio anquimetamórfico podría no ser de origen tectónico, sino sincrónico con una intrusión que afectó regionalmente la Formación Santa Rosita. Lo anteriormente dicho se fundamenta, ya que es llamativo que los fuertes plegamientos descritos para la Fase Oclóyica por Turner, no produjeron una homogeneización isotópica. Por otro lado al haberse obtenido una homogeneización isotópica posterior, ya sea por fenómenos dinámicos, térmicos o dinamotérmicos, indica que a los 410 ± 15 m.a. alguno de estos fenómenos se produjo; dado que la Fase Dluhética está descrita como una fase que no produjo fuertes movimientos muy probablemente deba pensarse en una intrusión.

Con respecto a la aplicación del método radiométrico rubidio-estroncio a rocas sedimentarias pelíticas, se concluye que la misma es posible si se produjo una homogeneización isotópica. Ella se verifica si el conjunto de muestras analizadas se alinea en una isocrona y por lo tanto el dato radiométrico será representativo. Este proceso de homogeneización isotópica se produce principalmente en rocas pelíticas de ambiente marino, dado que en éstas el mineral arcilloso más común es la illita y en menor proporción la clorita y como estas especies se forman en estos sedimentos como minerales arcillosos autigénicos, estarán en equilibrio catiónico y por ende isotópico, con el medio que los depositó.

Por otro lado, si la illita no fuera autigénica, o sea que fuera detrítica, por las características propias del intercambio catiónico de los minerales arcillosos, también tendería al equilibrio.

Para poder interpretar las dataciones de roca total y de la fracción fina, es necesario conocer el grado de evolución sedimentaria de la unidad analizada, para lo cual es necesario el estudio de los índices de cristalinidad de los sedimentos en cuestión.

Si el grado de evolución de la roca sedimentaria corresponde con el de la diagénesis precoz, la edad que se obtendrá del estudio radiométrico de la fracción fina será concordante con el de la sedimentación e igual al obtenido para la roca total. Si pertenece a la diagénesis tardía el dato del estudio geocronológico de la fracción fina, podría o no corresponder a la edad de la sedimentación.

Si a partir del estudio del grado de evolución del sedimento, se determina que la formación estudiada fue afectada por un evento anquimetamórfico el cual rehomogeneizó la fracción arcillosa sin modificar los demás componentes de la roca, la datación de la fracción fina dará la edad de dicho evento, la que será más joven que la obtenida para la roca total, correspondiendo esta última a la edad de sedimentación.

Por último si la unidad datada sufrió un proceso epimetamórfico, se obtendrán isocronas de fracción fina y roca total concordantes, cuyas pendientes corresponderán a la edad de dicho evento.



LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- BONHOMME, M., 1976. Mineralogie des fractions fines et datations Rubidium-Strontium dans le Group Bambui, M.G. Brésil. Rev. Br. s. Geôciencias, 6; pág. 211. San Pablo, Brasil.
- BONHOMME, M. y N. CLAUER, 1972. Possibilités d'utilisation stratigraphique des datations directes Rb-Sr sur les minéraux et les roches sédimentaires. Mem. Bur. Rech. Geol. et Min., 77; pág. 943-950, Francia.
- BONHOMME, M. y C.A. CINGOLANI, 1980 Mineralogía y Geocronología Rb/Sr y K/Ar de fracciones finas de la Formación La Tinta, provincia de Buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Argentina, XXXV; 4; pág. 519-538. Buenos Aires.
- BRACKEBUSCH, C., 1891. Mapa Geológico del Interior de la República Argentina escala 1: 1.000.000. Gotha. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, República Argentina.
- BROWN, G., 1972. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society (Clay Minerals Group) Jarrold and Sons Ltd. Londres.
- CARROL, D., 1970. Clay Minerals. A guide to their identification. Geol. Soc. América. Paper 126.
- CLAUER, N. y M. BONHOMME, 1976. Homogenisation isotopique du strontium entre les schistes de Steige et la Serie de Villé (Vosges) pendant la phase bretonne de la orogénese hercynienne. C.R. Acad. st. Paris, 271; pág. 1844-1847.
- CORDANI, U., K. KAWASHITA y A. TOMAZ, 1976. Applicability of the Rubidium-Strontium method to shales and related rocks. Geological Time Scale Symposium 106, 25th. Int. Geol. Congr. Sydney, Australia. Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, 6, pág. 93-117.
- CORRENS, C.W., 1950. Zur Geochemie der Diagenese. Das Verhalten von CaCO_3 und SiO_2 . Geochim. Cosmochim. Acta 1: pág. 49-54.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagenese. Passage du metamorphisme. Mem. Serv. Carte. Geol. Als. Lorr. 29, pág. 1-339.
- ESQUEVIN, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre. Rech. Pau S.M.P.A., 3; pág. 174-154.
- GRIM, R., 1953. Clay Mineralogy. Mc.Graw-Hill, New-York, 384 págs.
- GRIM, R., R. DIETZ y W. BRADLEY, 1949. Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California Coast and the Gulf of California. Bull. Geol. Soc. Amer. 60; pág. 1785-1808.
- GUINIER, A., 1964. Theorie et technique de la radiocristallographie. Dunod, Paris, 740 p.
- HARRINGTON, H. y A. LEANZA, 1957. Ordovician Trilobites of Argentina. Univ. Kansas, Dept. Geol. Sepr. Public 1 (Lawcase, Kansas).
- HARROSOWITZ, H., 1927. Anchimetamorphose, das Gebiet Zwischen Oberflächen und Tiefen-Umwandlung der Erdrinde. Ber. Oberhessischen. Ges. Nat. Heilk. Giessen. Naturwissensch. Abteilung, 12; pág. 9-15.

- KAWASHITA, K., M.MANTOUANI, A.TOMAZ, J.TORQUATO y M.BERENHOLE, 1974. Método Radiométrico Rubidio-Estroncio. Procedimientos das análisis no centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo, Brasil. Inédito.
- KUBLER, B., 1961. Sur quelques interstratifiés irréguliers micamontmorillonite. Bull.Serv.Carte Geol.Als.Lorr., 14 (4).
- KUBLER, B., 1966. La cristallinité de l'illite et les zones tout-afaut supérieures du métamorphisme. In "Coloque sur les etages tectoniques", Neuchatel, pág. 105-122.
- LINARES, E., K.KAWASHITA y L.KLEINER, (1973). Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método Potasio-Argón en el laboratorio del INGEIS. Rev.Asoc.Geol.Arg., XXVII; 2, pág.133-146, Contribución N°6 del INGEIS.
- MILLOT, G., 1964. Geologie des argiles. Masson ed Paris. 499 p.
- MILLOT, G., J.LUCAS y H.PAQUET, 1966. Evaluation chimique par degradation et a gradation des mineraux argileux dans l'hydrosphere. Geol.Remdsch, 53, pág. 1-20.
- MISE AU POINT COLLECTIVE, 1975. Technique de preparation des mineraux en vue de l'analyse par difraction des rayons-X. Notes techn.Inst.Geol. pág. 1-27, Strasburgo. Francia.
- MORENO, J.A., 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del NO argentino, en especial mención de los Subgrupos Balpuena y Santa Bárbara. Rev.Asoc.Geol.Arg., XXV, 1; pág. 9-44, Bs.As.
- REYES, F. y J.SALFITY, 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del Noroeste Argentino. Actas del V Cong.Geol.Argentino, 3, pág. 355-383, Bs.As.
- TURNER, J.C.M., 1959. Estratigrafía del Cordón de Escaya y de la Sierra de la Rinconada (Jujuy). Rev.Asoc.Geol.Arg., 1; pág. 15-39. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1960a. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Bol.Acad.Nac.de Ciencias Córdoba, 41, 2, pág. 16-19. República Argentina.
- TURNER, J.C.M., 1960b. Faunas Graptolíticas de América del Sur. Rev.Asoc.Geol. Arg., XIV, 1-2; pág. 5-180. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1964. Descripción Geológica de la hoja 2 c Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy). Inst.Nac.Geol. y Minería Bs.As. Bol. 104. Buenos Aires.
- VARELA, R., 1976. Datación de rocas por dilución isotópica por el método Rubidio-Estroncio. Informe interno INGEIS (inédito).
- VILELA, C.R., 1951. Acerca de hallazgo del horizonte calcáreo-dolomítico en la Puna Salto-Jujueña y su significado geológico. Rev.Asoc.Geol.Arg., VI, 2 pág.101-102. Buenos Aires.

- WEAVER, C.E., 1960. Possible uses of clay minerals in search for oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., pág. 1505-1518.
- WINKLER, H., 1965. Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer, Berlin 218 p.
- YODER, H. y H. EUGSTERS, 1955. Synthetic and natural muscovites. Geochim et Cosmochim. Acta 8; pág 225-280.

ANEXO I. DESCRIPCIONES PETROGRAFICAS

Formación Santa Rosita

Muestra G2cb

Ortocuarcita feldespática

Arenisca compacta cuarzosa de grano fino con selección moderadamente buena y falta total de redondeamiento. El cuarzo, presente en un 80 %, es anguloso con una extinción en líneas generales ondulosa y en contados casos fragmentosa. La mayor parte de los individuos están libres de inclusiones o con muy pocas; cuando están presentes en general son fluidas y se encuentran alineadas. El crecimiento secundario se da en poca proporción, no siendo producto de la litificación que dio origen a esta roca. La plagioclasa, presente en un 14 %, es angulosa, con individuos que poseen un maclado fino y perfecto, otros con maclado grueso, y otros con maclado irregular. La muscovita, presente en un 5 %, aparece semiorientada, curvada y con extinción ondulosa. Hay además apatita en individuos tabulares, muy poco carbonato intersticial y clorita en pequeñas cantidades en los contactos entre los granos.

Muestra G2A

Ortocuarcita feldespática

Arenisca compacta cuarzosa fina con selección moderada y pobre redondeamiento. El cuarzo, presente en un 80 %, es anguloso a subanguloso, con importante crecimiento secundario, las inclusiones en general escasas son fluidas o micáceas y la extinción es levemente ondulada. La plagioclasa, presente en un 10 % aparece con maclado fino y perfecto en algunos casos y en otros grueso o irregular. El feldespato potásico es muy escaso y corresponde a microclino. Se observa muy poca muscovita en individuos alargados, lo mismo que biotita un tanto desferriada. Homogéneamente dispersas hay cloritas en individuos de varios tipos. El material arcilloso presente es muy escaso y se presenta en los contactos entre los individuos o formando parte de clastos limolíticos generalmente deformados. Hay escasa cantidad de apatita en individuos prismáticos, lo mismo que circón, titanita grumosa o rombohedral, epidoto y escasa cantidad de carbonato intersticial. Se encuentran cristales de magnetita y limonita, ya sea como relleno o como alteración.

Muestra G1cb

Ortocuarcita feldespática

Arenisca compacta cuarzosa fina con escasa matriz intersticial dispersa, con selección de los clastos moderada y pobre redondeamiento. El cuarzo presente en un 85 %, es anguloso a subanguloso, con pocas inclusiones, en general fluidas, con escaso crecimiento secundario anterior al proceso de litificación de la roca y con extinción en líneas generales ondulosa. La plagioclasa es escasa. El material micáceo es importante y ya sea este muscovita, biotita o clorita, se presenta semiorientado y deformado. La roca manifiesta un microbandeamiento composicional con sectores ricos en cuarzo, con bandas micáceas casi imperceptibles y sectores donde las bandas micáceas mayores se encuentran más apretadas y el cuarzo en esos sectores es de granulometría menor. La roca está atravesada por microfracturas de recorrido irregular rellenas con óxido de hierro que en parte engloba clastos de roca. Se observa también un microplegamiento y microfracturamiento de las bandas micáceas. En pequeñas cantidades hay titanita y circón.

Muestra GIA

Paracuarcita feldespática

Arenisca fina compuesta en un 15 % por matriz clorítica sericítica. La fracción clástica está representada por 85 % de cuarzo con pocas inclusiones fluidas y extinción relámpago. La plagioclasa ácida, está presente en un 10 %. La muscovita en un 4 %, se presenta en cristales elongados, a veces curvados, en parte se concentra en finas bandas en las cuales se acompaña por biotita alterada. Estas bandas han sufrido en partes un leve microcurvamiento. Pueden hallarse, además, en ínfima proporción, clastos líticos provenientes de cuarcita muy fina o de limolita. Hay además circón en cristales pequeños lo mismo que titanita.

Muestra E

Paracuarcita feldespática

Arenisca muy fina compuesta en un 20 % por matriz sericítica clorítica, 70 % de fracción clástica y 10 % de carbonatos. La fracción clástica está representada por 70 % de cuarzo anguloso, con inclusiones en general fluidas, siendo la extinción ondulosa. Se puede distinguir además, 15 % de plagioclasas con maclas irregulares, y 15 % de micas orientadas representadas por muscovita en finos individuos a veces fracturados y biotita desferrizada. El carbonato se introdujo en la roca luego de su consolidación por fracturas y cristalizó en relación a ellas. En la matriz se observan leves microplegamientos.

Muestra G3ca

Ortocuarcita feldespática

Arenisca fina compuesta en un 80 % por cuarzo subredondeado, con inclusiones en general fluidas, y extinción ondulosa a levemente fragmentosa. La selección es moderada. Se puede distinguir además, 10 % de plagioclasa ácida, y 10 % de minerales micáceos orientados, la mayoría de los cuales se presenta como finas láminas de muscovita las que en ocasiones aparecen curvadas, fracturadas y a veces semejan "Kink-bands"; también hay algo de biotita alterada a clorita y fina clorita intersticial. Estos minerales micáceos aparecen en ocasiones concentrados en finas bandas paralelas a la orientación. En mucha menor medida se halla circón, apatita, opacos y titanita grumosa.

Muestra G2B2

Lutita

Roca pelítica compuesta por 60 % de material arcilloso en el cual se alcanzan a observar diminutas láminas micáceas que se hallan orientadas. Finalmente se puede distinguir 10 % de cristales de cuarzo anguloso, muy pequeños.

Muestra E2a

Lutita

Roca pelítica compuesta casi en su totalidad por material arcilloso en el cual se alcanzan a distinguir diminutas láminas micáceas semiorientadas y algunos cristales pequeños de cuarzo anguloso.

Formación Acoite

Muestra G4H

Arenisca

Arenisca muy fina compuesta en un 15 % por matriz sericítica clorítica. La fracción clástica está representada por 80 % de cuarzo con contornos irregulares angulosos, con abundantes inclusiones fluidas y en menor proporción de minerales micáceos, siendo la extinción en general ondulosa. Se puede distinguir, además, 7 % de plagioclasa maclada irregularmente y 3 % de feldespato potásico bastante alterado a material arcilloso. La muscovita presente en un 6 %, se encuentra semiorientada en finos individuos a veces incluso fracturados y acomodados a los contornos de los cristales de cuarzo. La biotita alterada a clorita,

presenta un 3 %, también se encuentra algo orientada. En mucha menor proporción puede hallarse titanita gruesa, opacos y apatita. La roca se encuentra atravesada por muy finas venillas cuarzosas perpendiculares a la orientación de la muscovita.

Muestra GkN1

Paracuarcita feldespática

Arenisca muy fina compuesta aproximadamente por un 15 % de matriz sericítica clorítica y un 80 % de fracción clástica. Esta última constituida por 80 % de cuarzo de contornos irregulares angulosos, con abundantes inclusiones en general fluidas, siendo la extinción relámpago a angulosa. Se puede distinguir además, 5 % de plagioclasa con maclado irregular, 5 % de microclino y 5 % de muscovita en finos individuos alargados y semiorientados. En mucha menor proporción pueden distinguirse opacos y apatita.

Muestra G41

Paracuarcita feldespática

Arenisca muy fina compuesta en un 40 % por matriz sericítica clorítica. La fracción clástica está representada por 70 % de cuarzo anguloso, con inclusiones en general fluidas y extinción fundamentalmente angulosa. Se puede distinguir además, 10 % de plagioclasa y 20 % de muscovita en finos individuos alargados y orientados, que en ocasiones se presentan curvados, fracturados y a veces semejan "Kink-bands". En mucha menor proporción se hallan opacos y apatita y se observa que en partes la matriz está teñida por óxidos de hierro. Se puede distinguir el desarrollo de aparentes microestilolitas marcadas por óxidos de hierro, las cuales tienen una orientación general perpendicular a la orientación de las micas.

Muestra G120

Lutita

Roca pelítica compuesta por 70 % de material arcilloso, 20 % de cristales muy pequeños de cuarzo anguloso y 10 % de diminutas láminas micáceas orientadas. En mucha menor proporción se distinguen también opacos. Además, se puede observar una diferenciación en bandas muy difusas más micáceas y más cuaríferas.

Muestra G4jj

Lutita

Roca pelítica compuesta casi en su totalidad por material arcilloso en el cual se distinguen diminutas láminas micáceas y sectores un poco más gruesos fundamentalmente constituídos por cristales muy pequeños de cuarzo anguloso.

Muestra G4j

Limolita

Roca pelítica gruesa compuesta por 10 % de material arcilloso sericítico clorítico, en el cual se distinguen 10 % de finas láminas de muscovita y 20 % de cristales angulosos de cuarzo pequeños. Se pueden hallar también en mucha menor proporción opacos y pocos cristales de hornblenda muy alterada.

ANEXO II. PALEONTOLOGIA

A continuación se transcribe el informe paleontológico realizado por el Dr. Alfredo Cuerda de la Universidad Nacional de La Plata; del material fosilífero colectado en la F. Acoite por la autora.

El material hallado en la Formación Santa Rosita corresponde a graptolitos y trilobites, que por su mal estado de conservación no pudo ser descrito.

Contenido fosilífero de la Formación Acoite

El estado de conservación del material es precario y se compone de una asociación de graptolitos, braquiópodos y pelecípodos.

Los graptolitos están representados por radosomas, con excepción de un solo ejemplar.

Se ha identificado:

1. Un ejemplar de Didymograptus aff muchison (Beck), correspondiente a una forma juvenil.
2. Dos ejemplares incompletos pero referibles al género Temnograptus sp.
3. Numerosos fragmentos de estipes y radosomas que por ser carácter fragmentoso no es factible su clasificación.

Análisis de la fauna

- Didymograptus aff muchison (Beck). Es una forma con amplio biocron, desde el Ordovícico inferior hasta el Llanvirniano. Turner (1959) lo indicó en su variedad geminis para el Llanvirniano de Perú.
- Temnograptus sp. Este género es distinto para la Lutita Lewis de los Deepkell en el oriente americano, donde según Ruedemann (1947) está representado por unas tres especies. Las lutitas citadas son referidas al Ordovícico inferior.

Sobre la base de lo mencionado, la fauna es indicada como perteneciente al Arenigiano.