

Intrusión sintectónica del Granito de las Torres del Paine, Andes patagónicos de Chile

Jorge J. Skarmeta

Corporación Nacional del Cobre, Gerencia de Exploraciones, Huérfanos 1270, Piso 7, Santiago, Chile

Juan C. Castelli

RESUMEN

El Granito de las Torres del Paine es un lacolito subhorizontal de edad miocena, que intruye a rocas sedimentarias marinas del Cretácico Superior de la Formación Cerro Toro. Es un cuerpo asimétrico, con una planta elíptica de eje mayor cercano a los 12 km y una potencia que decrece desde un máximo de 2.5 km al oeste, hasta desaparecer al este. Está emplazado en el plano de una falla subhorizontal preexistente (la Falla del Río Nutrias) desarrollado durante una tectónica del tipo escamas delgadas, anterior a la intrusión. En el sector donde el intrusivo presenta la mayor potencia, éste se conecta hacia abajo con un dique o conducto alimentador de más de 70° de inclinación al oeste, que ocupa una falla inversa de alto ángulo (posiblemente una antigua falla normal heredada) que alza y yuxtapone a la Formación Punta Barrosa (al oeste) con la Formación Cerro Toro (al este). Este fallamiento está relacionado con una tectónica del tipo escamas gruesas que produjo un alzamiento de varios kilómetros y la consecuente erosión del bloque occidental. La reactivación compresional de fallas de inclinación cercana o superior a su ángulo de bloqueo friccional (aproximadamente 60°) requiere que, previo a su movimiento, se acumulen presiones de fluidos o magmáticas supralitostáticas, al menos localizadamente ($\lambda \geq 1$ ó $P_m \geq S_v = S_3$). La orientación de los esfuerzos principales durante el fallamiento inverso de alto ángulo lleva implícita la generación simultánea de estructuras de dilatación y extensión, lenticulares y horizontales, conectadas con las fallas, las que son rellenadas durante el movimiento de ella. En el Paine, el fallamiento y la intrusión sintectónica implican la actividad selectiva sólo de aquellas fallas que tenían acceso a un reservorio o cámara magmática que proporcionó el fluido o lubricante necesario para su desplazamiento. El emplazamiento del lacolito se desarrolla asociado con una extensión en la dirección vertical simultánea con la reactivación contraccional de la falla de alto ángulo, a *ca.* 5 km bajo la superficie. Esta profundidad de emplazamiento, es compatible con el espesor de la sobrecarga total de rocas sobre el plutón al momento de su emplazamiento, que es significativamente mayor que los espesores estratigráficos de las rocas sobreyacentes. Estos cálculos, sumados a la evidencia geológica, permiten concluir que esta sobrecarga está compuesta, además de la estratigrafía, por repeticiones estructurales anteriores a la intrusión.

Palabras claves: Inversión tectónica, Lacolito, Sobrecarga, Conducto alimentador, Fallamiento sinplutónico, Presión magmática, Presión supralitostática, Torres del Paine, Región XII, Chile.

ABSTRACT

Syntectonic intrusion of the Torres del Paine Granite, Patagonian Andes of Chile The Miocene Torres del Paine Granite is a sill-like subhorizontal laccolithic body. It is elliptical in plan view and its major axis extends for more than 12 km. In profile the section is strongly asymmetric, with a maximum thickness decreasing from 2.5 km in the west towards zero in the east. The laccolith is emplaced along a shallow to subhorizontal thrust fault (the Río Nutrias Fault),

that is associated with internal folding and faulting developed during an early, pre-intrusion, thin-skinned tectonic phase that affected the Cerro Toro Formation. Where the intrusive shows its thicker section it connects downwards with a feeder dyke that dips more than 70° west. This feeder dyke is emplaced along and reutilizes an old high-angle reverse fault (probably an inherited normal fault) that juxtaposes the Cerro Toro (to the east) and the Punta Barrosa (to the west) formations. This fault, thought to be related with a period of thick skinned tectonic shortening, causes a several kilometer uplift of the western block and consequent erosion of the stratigraphic cover. The compressional reactivation of faults at an angle equal to or greater than the mechanical frictional lock-up angle (approximately 60°) requires, at least locally, the development of prefailure supralithostatic fluid pressures ($\lambda \geq 1$ or $P_m \geq S_v = S_d$). The principal stress orientation during high-angle reverse fault reactivation implies the synchronous generation of dilation-extension structures. In this case, these would have been lenticular and horizontal, giving rise to several lenses that were connected with and filled by magma along the fault. In the case of Torres del Paine, faulting and syntectonic intrusion were possible only in those faults that were large enough to connect themselves with a reservoir or magma chamber that provided the required fluid or lubricant to enable displacement. The formation of the laccolith corresponds to the contemporaneous dilation of the extensional structure associated with the reverse faulting, developed at a depth of about 5 km below the paleosurface, an amount that is significantly larger than the undeformed stratigraphic thickness of the overlying rocks. From these calculations, and from the geological evidence, it is concluded that the overburden consisted of preintrusion structural repetitions of the stratigraphy.

Key words: Tectonic inversion, Laccolith, Overburden, Feeder dyke, Synplutonic faulting, Magmatic overpressure, Supralithostatic pressure, Torres del Paine, Region XII, Chile.

INTRODUCCION

El Parque Nacional Torres del Paine, ubicado en la Provincia de Última Esperanza, es un monumento nacional visitado y admirado anualmente por miles de personas (Fig. 1). El imponente escenario del que este intrusivo forma parte, posiblemente, ha hecho descuidar -por décadas- la comprensión que en ese lugar se puede hacer del mecanismo de ascenso y emplazamiento de los magmas graníticos, desde su fuente de origen, hasta su ubicación final en la corteza superior. La importancia de la comprensión de este proceso radica en que si se establecen los mecanismos de intrusión y ascenso del magma se pueden cuantificar las condiciones de borde, externas, que gobernaron el emplazamiento del plutón, y así acotar y describir la evolución geológica y cronológica de los eventos que modelaron parte de la Cordillera patagónica durante ese período.

Existen controvertidas teorías que intentan explicar el ascenso del magma que da origen a los grandes cuerpos plutónicos como los batolitos, lopolitos y lacolitos. La más recurrida es la del ascenso diapírico-gravitacional, en que el magma es impulsado por el contraste de densidades entre él y su roca de caja (Corry, 1988, Paterson y Vernon, 1995; Weinberg y Podladchicov, 1994). Este tipo de ascenso ha sido frecuentemente representado en forma de diagrama como lágrimas invertidas o zanahorias elongadas (Fyfe, 1970; Fyfe *et al.*, 1978), pero este mecanismo parece no ser directamente aplicable al



FIG. 1. Mapa de ubicación del Parque Nacional Torres del Paine y del Granito de las Torres del Paine. Se señala, además, la ubicación de otros intrusivos terciarios expuestos en las regiones de Magallanes y Aisen.

Granito de las Torres del Paine, ya que tiene la forma de un elipsoide aplanado y horizontal y no la de un cilindro vertical. Además, este cuerpo no produjo metamorfismo de contacto ni deformación sobrepuja de significación en las rocas de caja.

Desde un punto de vista estrictamente mecánico, el proceso del emplazamiento de intrusivos, como el de las Torres del Paine puede ser separado en dos etapas principales: el ascenso y transporte del magma a través de un canal o conducto, y la acomodación del material transportado hacia un lugar adecuado para su almacenamiento.

El modo de ascenso y transporte del magma ha sido profusamente modelado (Marsh, 1984; Miller *et al.*, 1988). Por ejemplo, el transporte del magma que dio origen al batolito de la Cordillera Blanca de Perú, ha sido explicado por el uso de diques alimentadores (Petford *et al.*, 1993). Estos autores concluyeron que el mecanismo óptimo de ascenso magmático a través de conductos tabulares o diques no sólo es factible sino que además necesario. Calcularon que el dique alimentador habría tenido una potencia variable, mínima de 2 m (ya que con menores potencias se produce enfriamiento e inmovilidad por solidificación) hasta un máximo de 20 m con un óptimo de 7 m (Clemens y Mawer, 1992).

La propagación del magma a través de diques, implica el fracturamiento hidráulico de la roca de caja y la consecuente autopropagación, o la utilización de fracturas preexistentes si éstas están adecuadamente orientadas (Pollard, 1973; Morris, 1982; Ribe, 1983; Emerman y Turcotte, 1984). La propagación vertical del magma, cuando no extruye hacia la superficie, implica que ésta se detuvo o que cambió de dirección de propagación. Este cambio de trayectoria puede deberse a una inversión local en la orientación de los esfuerzos principales por intersección de niveles de rocas más rígidas dentro de la secuencia (una barrera de esfuerzos, Gretener, 1969; Skarmeta, 1993) o como en el caso del Granito de las Torres del Paine, porque el o los cuerpos en propagación atraviesan discontinuidades geológicas como niveles

plegados cortados por fallas o planos de falla, que permiten el desarrollo de acumulaciones subhorizontales que dan lugar a grandes lacolitos. Cualquiera sea la razón utilizada para explicar el cambio de la trayectoria del magma y de la acumulación de un cuerpo subhorizontal a partir de un conducto alimentador, lleva implícita la existencia de un campo de esfuerzos característico, en este caso, el de un régimen contraccional (Anderson, 1951; Skarmeta, 1993). El campo de esfuerzos de este período de tiempo debe ser coherente con la evolución geológica regional y compatible con la estratigrafía, petrología, geoquímica, maduración termal y estructura del sector de las Torres del Paine.

En la última década se ha argumentado en favor de que muchos cuerpos graníticos se emplazan sintectónicamente. Este mecanismo, se interpreta, corresponde a una intrusión a través de fallas **durante** su movimiento. Estas fallas, que estaban bloqueadas, se activan al disponer de un 'lubricante', en este caso el magma, que gatilla el movimiento, lo canaliza, transporta y descarga hacia un lugar donde se genere un volumen dilatacional que es ocupado por el plutón (Hutton, 1988; Hutton *et al.*, 1990). Implícito en el argumento está el hecho que la geometría final del plutón será tabular y estará directamente relacionada con el campo de esfuerzos que controla la dinámica de la falla (McCaffrey, 1992; McCaffrey y Petford, 1997).

En este trabajo se hace especial énfasis en el análisis conjunto que relaciona la edad y la morfología del Granito de las Torres del Paine con la cronología y la dinámica de las estructuras activas **durante** su emplazamiento. Como consecuencia de lo anterior, se describen y cuantifican las variables mecánicas dominantes y las condiciones de sobrecarga estratigráfica y tectónica existentes durante el emplazamiento y posterior alzamiento y erosión del cuerpo. Las inferencias y antecedentes obtenidos a partir de estos análisis se utilizan para acotar y reinterpretar aspectos mayores -y aún pendientes- de la geología de este sector de la Patagonia.

EVOLUCION GEOLOGICA DE LA REGION DE ULTIMA ESPERANZA

Por el hecho que prácticamente todas las rocas expuestas en la región de Última Esperanza corresponden a sedimentos de la denominada Cuenca de Magallanes (Biddle *et al.*, 1986), la historia geológica

del sector se puede describir a partir de la evolución de ella. La estratigrafía, privilegiadamente expuesta en el sector, ha permitido la generación de modelos de evolución válidos para prácticamente toda la

Patagonia (Cecioni, 1957; Katz, 1963; Winn y Dott, 1978, 1979; Wilson, 1983, 1991; J.C. Castelli y L. Rojas¹). Esto hace que, descontando el diacronismo sistemático que la estratigrafía presenta entre sus distintos afloramientos, en términos generales, la evolución geológica puede dividirse en tres eventos tectono-estratigráficos mayores: **1- extensión regional** de un Basamento Metamórfico Paleozoico, que da origen a una serie de cuencas asimétricas de edad prejurásica superior/cretácica inferior, controladas por complejos sistemas amalgamados de fallas normales y de traspaso (Gust *et al.*, 1985; Moraga, 1996). Estas cuencas controlan una deposición volcánica sedimentaria continental sinextensional. La extensión que genera estas estructuras está relacionada con la fragmentación de Gondwana, la que finaliza en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior con ruptura cortical y generación de una cuenca marginal con magmatismo basáltico oceánico asociado (Dalziel *et al.*, 1974, Stern *et al.*, 1976); **2- subsidencia termal** y descenso del nivel base por enfriamiento de la corteza oceánica recientemente generada, que permite una transgresión en la que se depositan los primeros sedimentos marinos de edad cretácica inferior. Este evento transgresivo coincide con el aumento global del nivel del mar durante el Valanginiano y Hauteriviano (Haq *et al.*, 1987); **3- inversión tectónica** que genera el cierre de la cuenca marginal, obducción de partes del piso oceánico (Farfán, 1994) y el alzamiento de la cordillera en el Cretácico Superior (Alvarez-Morrón *et al.*, 1993). El alzamiento de la cordillera da origen a una serie de desajustes isostáticos que, finalmente, conducen a la formación

de la cuenca de antepaís de Magallanes, que se desarrolla y migra hacia el este junto con la deformación (Biddle *et al.*, 1986; Ramos, 1989; Wilson, 1991; Mella, 1996).

La etapa de inversión tectónica genera imbricaciones de las rocas sedimentarias de la cobertura Cretácico Inferior-Terciario Medio (Tabla 1), a través de una deformación interna del tipo 'escamas delgadas'. A partir del Cretácico Superior, y específicamente entre el Paleoceno Superior y el Eoceno superior, la contracción comienza a involucrar hasta el basamento. Este basamento es alzado varios miles de metros por sobre su nivel regional mediante la reactivación inversa de antiguas fallas normales y, posiblemente, por la generación de estructuras nuevas, parásitas con las anteriores. Esta deformación del tipo 'escamas gruesas' trunca y alza las escamas delgadas anteriores, que se van erosionando junto con el alzamiento y sus productos son aportados como relleno a la cuenca de antepaís marina que se desarrolla hacia el este del frente alzado (Tabla 1) (J.C. Castelli y L. Rojas¹; Mella, 1996).

La suma de ambos eventos de deformación dio origen a la Faja Plegada y Fallada de Magallanes (Ramos, 1989). Este cordón montañoso muestra un fuerte gradiente de deformación, decreciente hacia el este, desde los afloramientos alzados del Jurásico volcánico, hasta prácticamente desaparecer en la Plataforma Springhill donde sólo se reconocen fallas normales, preservadas de la etapa extensional del Jurásico (J.C. Castelli y L. Rojas¹; González, 1965; Biddle *et al.*, 1986).

GEOLOGÍA DE LA REGION DE LAS TORRES DEL PAINE

Una de las mayores atracciones de los Andes Patagónicos es su contrastante geomorfología, la que está en gran medida condicionada por la presencia de grandes intrusivos miocénicos, alzados, expuestos y modelados por la acción de los glaciares. En lugares donde los intrusivos no están presentes, la erosión glacial actuó más intensamente sobre las rocas estratificadas y, por lo tanto, el paisaje glacial es menos contrastado.

En la Patagonia existen cuatro sectores con intrusivos de edad terciaria media a superior, que son el de las Torres del Paine y los cerros Fitz Roy, San

Lorenzo y Balmaceda (Fig. 1). Con excepción del Monte San Lorenzo, estos intrusivos están emplazados en rocas sedimentarias marinas pertenecientes a la cuenca de Magallanes o Austral.

Las Torres del Paine corresponden, esencialmente, a un grupo de picachos centrados en el sector de las Torres y los Cuernos, los que están separados entre sí, por una serie de valles glaciares. El conjunto tiene, en planta, una forma elíptica con un área cercana a los 100 km² y un eje mayor de 12 km con una orientación oeste-este (Fig. 2). Destaca la topografía de paredes verticales conformada por más de

¹ 1994. Evolución geológica y evaluación petrolera de la Precordillera en Magallanes, Archivo Técnico (Inédito), Empresa Nacional del Petróleo (Magallanes), 141 p.

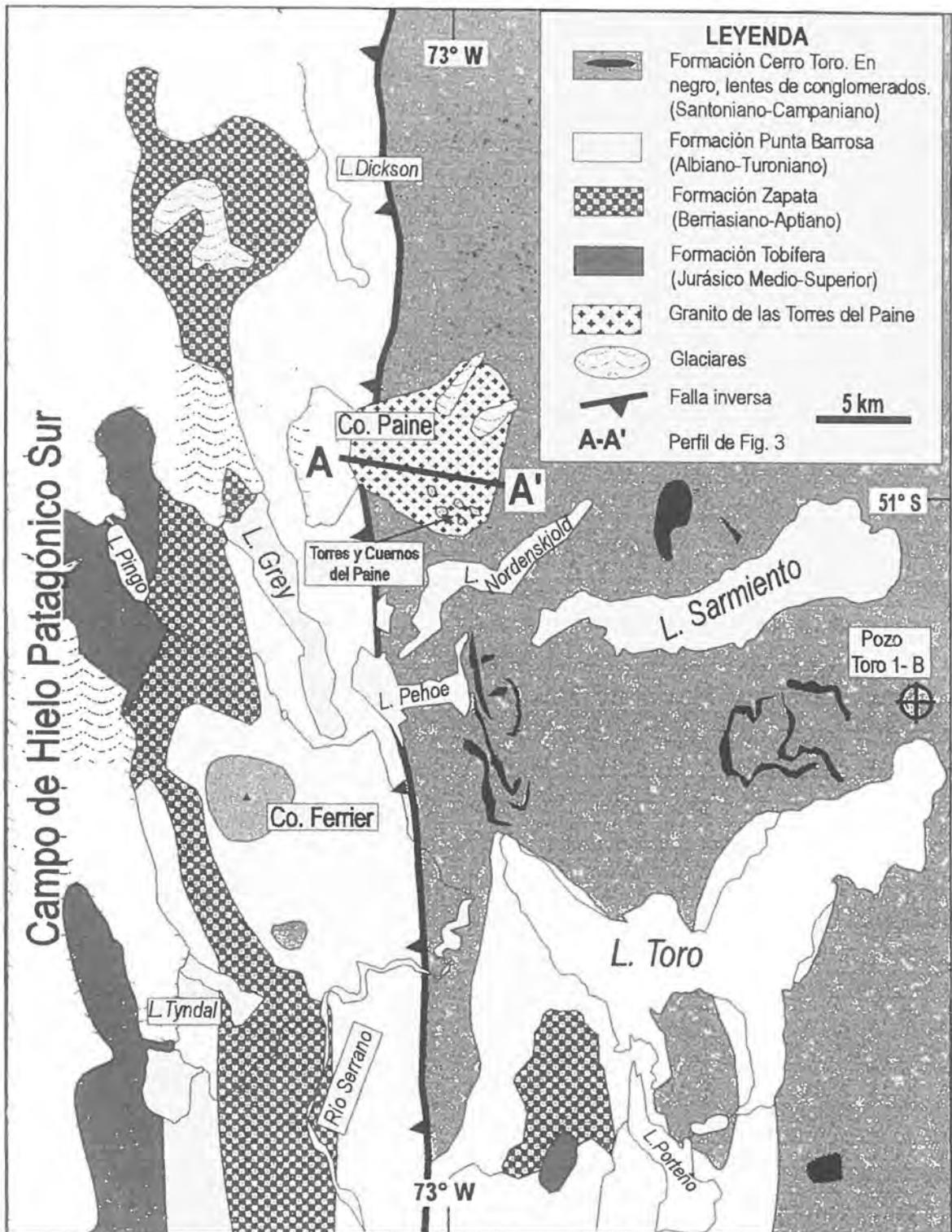


FIG. 2. Mapa geológico simplificado del sector de las Torres del Paine (modificado de Wilson, 1983).

TABLA 1. ESTRATIGRAFIA DE LA CUENCA DE ANTEPAIS DE MAGALLANES A LA LATITUD DEL PARQUE NACIONAL TORRES DEL PAINE².

Formación	Litología	Ambiente	Edad estratigráfica	Edad (Ma)	Rangos de espesores citados (m)	Espesor estratigráfico (m)	Régimen tectónico
Río Bandurrias	Areniscas glauconíticas, limos y conglomerados	Plataforma dominada por deltas	Eoceno superior-Oligoceno	38-12	0-600	300	Alzamiento y sedimentación
Dorctea	Areniscas glauconíticas, lutitas y conglomerados	Plataforma deltaica	Maastrichtiano Paleoceno inferior	74-65	800-1200	900	Sedimentación y erosión
Tres Pasos	Areniscas, limolitas y lutitas	Prodelta	Campaniano-Maastrichtiano	86-74	1000-2500	1300	Sedimentación y erosión
Cerro Toro	Conglomerados, areniscas y arcillolitas	Canales turbidíticos y 'levées'	Santoniano-Campaniano	98-86	1500-2500	1500	Alzamiento y erosión
Punta Barrosa	Lutitas negras y areniscas medias	Abanico turbidítico	Albiano-Turoniano	116-98	0-500	500	Sedimentación y erosión
Zapata	Limolitas con intercalaciones de areniscas finas	Talud a batial	Berriasiano-Aptiano	144-116	800-1200	1000	Subsidencia termal
Tobífera	Riolitas, tobas, 'chert' brechas y arcillolitas	Volcanismo sinextensional	Jurásico Medio-Superior	160-144			Extensión y volcanismo

² Basado en Cortés²; Cortés, 1964; Katz, 1963; Natland *et al.*, 1974; Wilson, 1983, 1991; Winn y Dott, 1979).

50 cumbres de rocas intrusivas del Mioceno superior, asignadas al Granito de las Torres del Paine. Algunas de las cumbres, como las de los Cuernos del Paine, aún preservan relictos de la roca de caja cretácica (Formación Cerro Toro, Tabla 1, Figs. 3, 4 y 5).

El conjunto de picachos forma parte de un intrusivo elipsoidal aplanado, parcialmente erodado por glaciares. Está emplazado en una falla inversa subhorizontal preexistente (la Falla del Río Nutrias) que sobrepone y repite rocas previamente plegadas y falladas de la Formación Cerro Toro (Tabla 1). En sección tiene una forma de 'campana asimétrica' con base planar y techo curvado (Figs. 4 y 5). La mayor potencia (2.000-2.500 m) la tiene hacia el oeste en el

sector del Cerro Paine, desde donde decrece gradualmente por más de 12 km hacia el este hasta las proximidades del río Ascencio y desaparece completamente en el cerro Almirante Nieto (Figs. 2, 3, 4 y 5). En el sector occidental, en las proximidades del Valle del Francés, donde tiene la mayor potencia, se observa un cuello o dique alimentador subvertical que se conecta desde abajo con el lacolito (Figs. 4d y 5). Este dique alimentador, ocupa otra falla más antigua de ca. 70-80° de inclinación al oeste, la que desplaza en forma inversa el contacto entre las formaciones Cerro Toro y Punta Barrosa (bloque alzado al oeste) y trunca por el oeste a la Falla del Río Nutrias. El salto vertical estimado de esta falla es mayor que la poten-

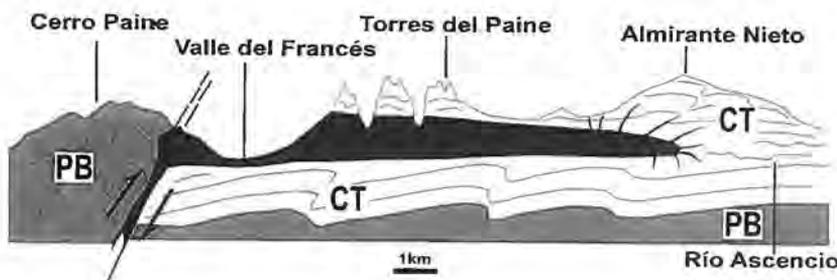


FIG. 3. Diagrama que muestra una sección esquemática del Granito de las Torres del Paine, desde el Cerro Paine (oeste) hasta el río Ascencio (este). Ubicación aproximada es la de la sección A-A en la figura 2. PB- Formación Punta Barrosa; CT- Formación Cerro Toro.

² 1963. Reconocimiento geológico del área Río Las Chinas-Río Bandurrias, Última Esperanza, Archivo Técnico (Inédito), Empresa Nacional del Petróleo, (Magallanes), 74 p.

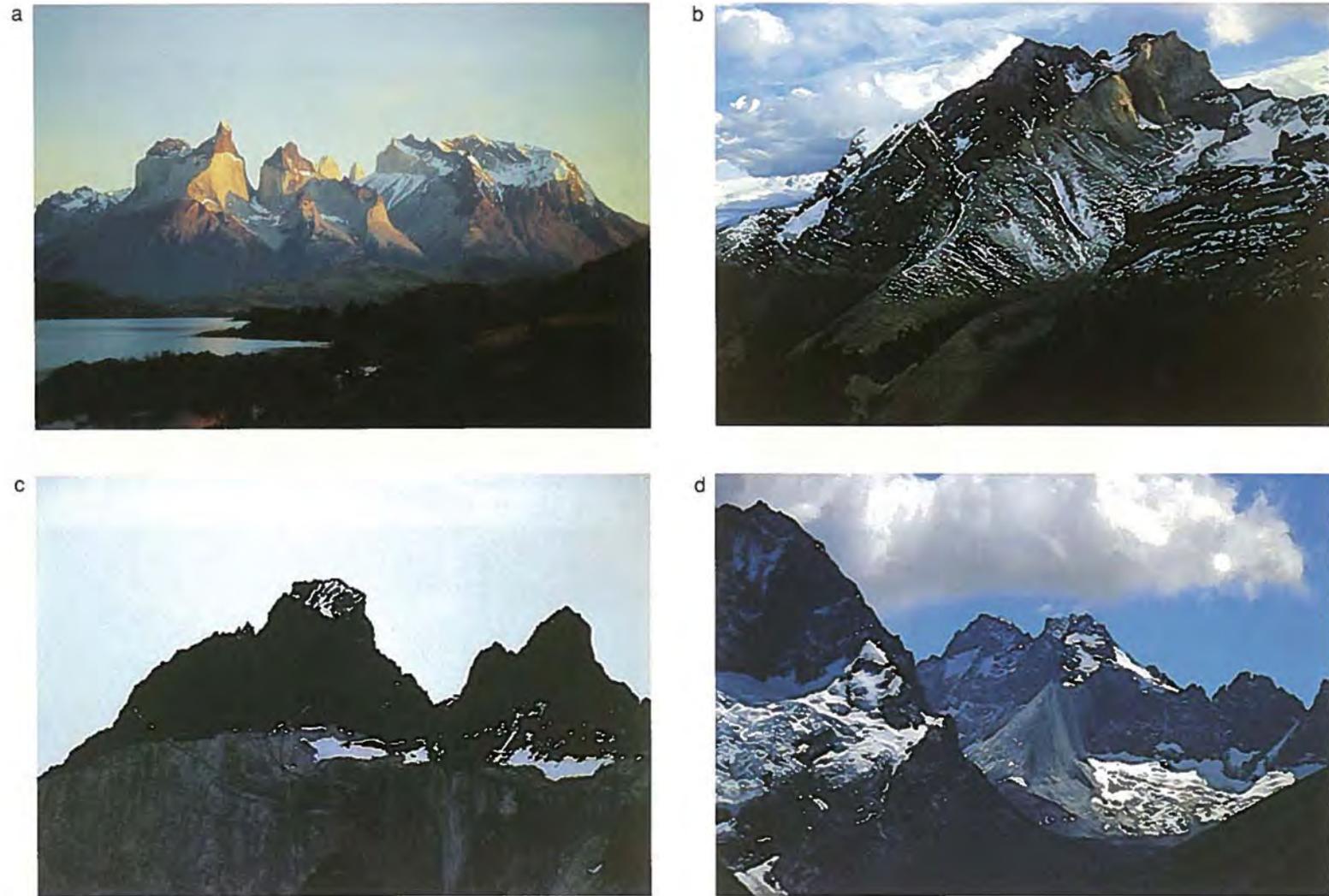


FIG. 4. Fotografías que ilustran la geología de las Torres del Paine. **a-** sección aproximadamente oeste-este coincidente con aquella mostrada en la figura 3; **b-** vista al sur de la terminación oriental del intrusivo, proximidades del río Ascencio; **c-** contacto superior o techo del intrusivo donde se observan relictos de la Formación Cerro Toro plegada y con clivaje; **d-** falla subvertical ocupada por el dique alimentador que da lugar al lacolito.

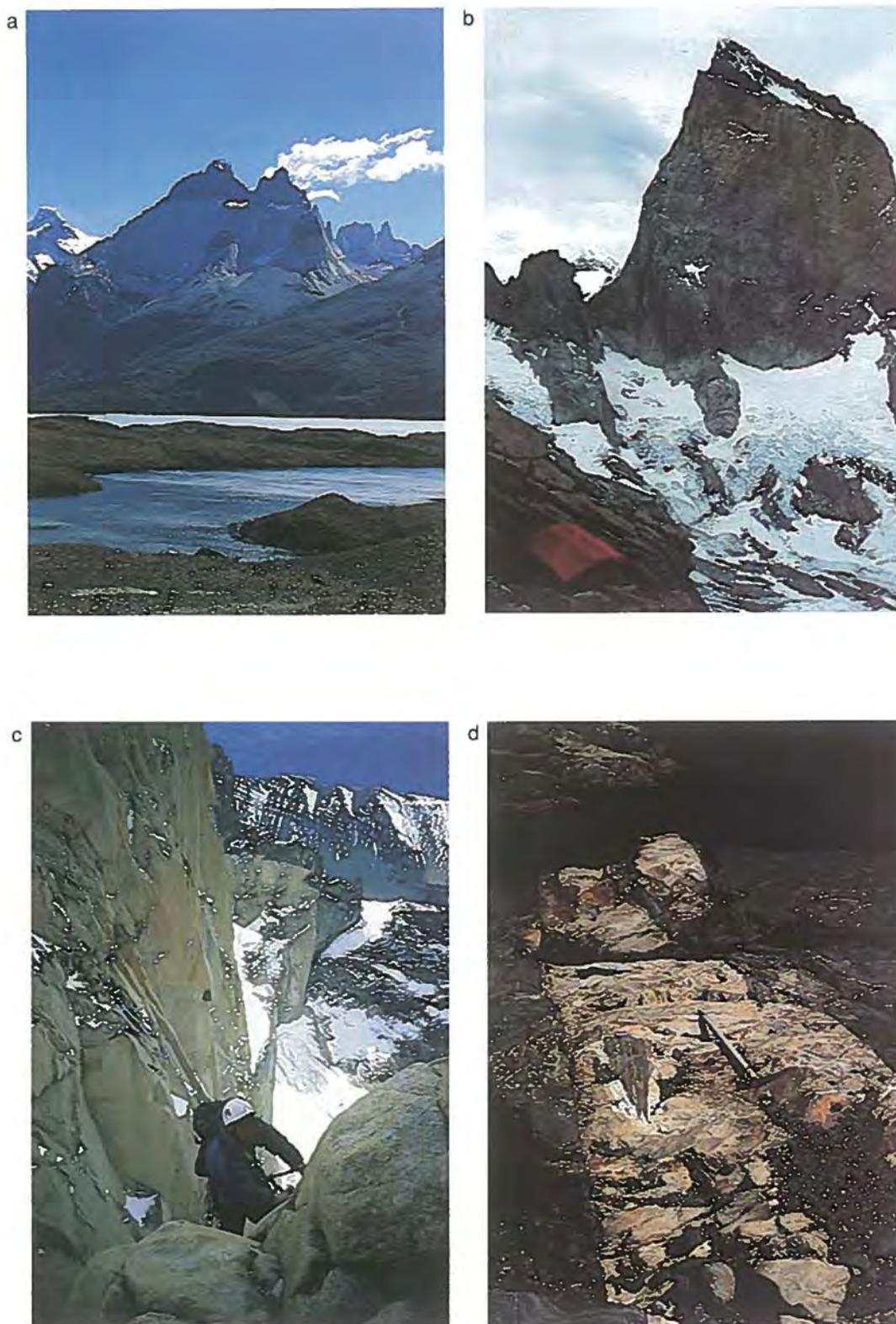


FIG. 5. a- lacolito de las Torres del Paine emplazado en la falla intra Formación Cerro Toro; b y c- vistas hacia el norte de la terminación y cierre oriental del lacolito. Nótese cómo decrece de espesor hacia el este; d- diques o apófisis aplíticos que salen del lacolito hacia las rocas de caja deformadas de la Formación Cerro Toro.

cia máxima del lacolito y mayor que el espesor estratigráfico entre la parte media de las formaciones Cerro Toro y la parte alta de Punta Barrosa, del orden de los 3 km (Figs. 2 y 3, Tabla 1).

El Granito de las Torres del Paine está compuesto por dos unidades petrográficas mayores (Michael, 1983). La unidad principal se denomina **Intrusivo Paine**, y corresponde a un granito de biotita y ortoclasa, rodeado por un halo marginal de aplitas de enfriamiento de grano fino y textura sacaroidal (Quensel, 1910; Michael, 1983). Este granito tiene textura hipidiomorfa granular a alotriomorfa con plagioclasa, ortoclasa y cuarzo, y en menor proporción, biotita, hornblenda euhedral, magnetita y varios accesorios. La unidad de menor distribución areal se denomina **Complejo Básico Paine**, y está compuesta por gabros, monzodioritas y monzodioritas cuarcíferas, todas restringidas topográficamente a la parte media del **Intrusivo Paine**, a ca. 1.800 m sobre el piso del granito (Michael, 1983).

El contacto del lacolito con la roca de caja indica que entre ambos hubo escaso o nulo metamorfismo de contacto. La roca de caja corresponde a una serie estratificada de lutitas, pizarras y areniscas, plegadas y falladas asimétricamente, con clivaje de plano axial (Fig. 4c). Este estilo estructural corresponde al mismo que ha sido reconocido regionalmente (S. Harambour y J.M. Soffia³), fuera del ámbito de influencia del intrusivo y, por lo tanto, la intrusión ocurrió en rocas previamente deformadas. Desde el techo del intrusivo salen hacia la roca de caja, diques aplíticos multidireccionales que incluyen, entre ellos, bloques de pizarras con estructuras sedimentarias preservadas (Fig. 5d). El contacto basal es similar al del techo, pero la cantidad de diques es menor.

Estudios petrológicos y geoquímicos (Michael, 1983) permiten concluir que el Granito de las Torres del Paine se generó a partir de la coexistencia de magmas graníticos, que dieron origen al **Intrusivo Paine** con su halo aplítico y magmas basálticos que originaron el **Complejo Básico Paine**. Las relaciones de contacto entre ambos tipos petrográficos

mayores, permiten inferir que el magma básico intruyó al granítico cuando éste estaba aún fundido. La mezcla de magmas fue muy limitada ya que: **1-** el enfriamiento fue rápido en los bordes donde se generaron las aplitas; **2-** existió un fuerte contraste de temperaturas y composición química entre ambos magmas, lo que ayudó al rápido enfriamiento; **3-** la estratificación del magma básico es el resultado del contraste de densidades y ajuste en el nivel de equilibrio hidrodinámico dentro del granito y **4-** la intrusión se produjo a través de pulsos discretos y continuos en el tiempo.

Michael (1983) estimó que los magmas se mezclaron a una profundidad del orden de los 6 km (2-3 kb) ya que la solubilidad de los volátiles a esas presiones no permite la vesiculación. Análisis geoquímicos de muestras tomadas en la base del intrusivo proyectadas en un diagrama ternario Ab-Or-Q, caen alrededor de los 2 kb con un mínimo de 1,8 kb, implicando una profundidad de 6 km. Los cálculos geotermométricos en base al equilibrio de dos feldespatos están en el rango de granitos saturados en H₂O que a 2 kb de presión indican temperaturas de equilibrio termodinámico del orden de 700°C.

Halpern (1973) dató muestras de intrusivos de Cerro Paine, las que arrojaron edades de 12±2 Ma (K-Ar en biotita) y 13±1 Ma (Rb-Sr en biotita y en roca total). Una edad de 28 Ma (K-Ar) ha sido obtenida por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), para el intrusivo del cerro Balmaceda (Fig. 1).

Michael (1983) señaló que la cristalización fue fraccionada y que los magmas graníticos se emplazaron por intrusiones episódicas a partir de magmas homogéneos. La cristalización fraccionada y el metasomatismo de los gabros, por los fluidos graníticos, dieron origen a texturas complejas y a la geoquímica sobrepuesta. La geoquímica del plutón del Paine es inequívoca para señalar que éste derivó de una fuente ígnea originada por fusión parcial de la base de la corteza, en que las mezclas fueron bombeadas hacia arriba en pulsos intermitentes.

EMPLAZAMIENTO DEL GRANITO DE LAS TORRES DEL PAINE

La geometría general del lacolito que conforma el Granito de las Torres del Paine es como la que se presenta en la figura 3. En ella, se observa que es un cuerpo asimétrico, con mayor potencia al oeste, la

que decrece gradualmente hacia el este por 12 km, para desaparecer en las inmediaciones del río Ascencio (Figs. 2, 3, 5b y 5c).

El análisis siguiente simula la propagación de

³ 1988. Evaluación geológica y petrolera del extremo norte de la provincia de Última Esperanza (Inédito). Empresa Nacional del Petróleo (Magallanes). 310 p.

magma a través de dos conductos relativamente ortogonales. Uno de ellos es vertical, el que en su propagación intercepta la falla subhorizontal del río Nutrias, la que se infla y dilata progresivamente para finalmente generar el lacolito (Fig. 6). Ambos procesos se analizan por separado en condiciones estáticas y dinámicas.

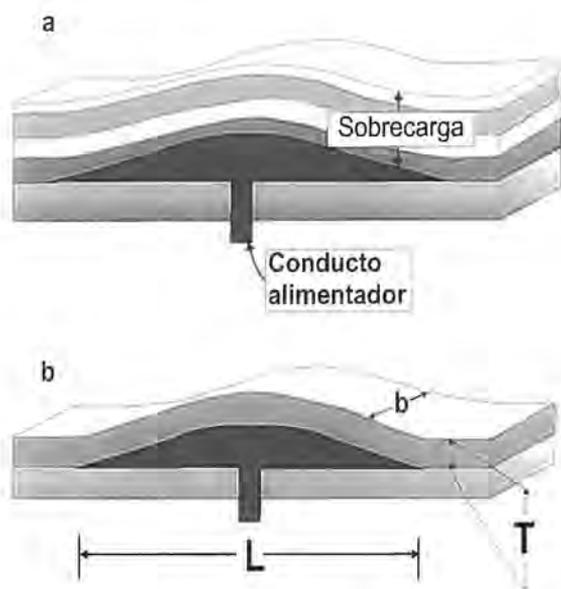


FIG. 6. Diagrama esquemático que muestra la configuración de parámetros utilizados en el análisis de la intrusión de un lacolito en un medio elástico (Johnson, 1970). a- lacolito y dique alimentador emplazado bajo sobrecarga sedimentaria no deformada de espesor T; b- descripción de parámetros utilizados en el análisis numérico y en la ecuación 1.

Cook y Gordon (1964) y, posteriormente, Pollard (1973) demostraron que en la frente de una fractura se intensifican los esfuerzos extensionales en la dirección perpendicular a la de la propagación. Si una fractura en propagación intercepta una heterogeneidad litológica, la dirección de propagación será, a partir de ese punto, paralela con la discontinuidad. Esta situación es análoga a la de los parabrisas de automóviles reforzados con una intercalación central de plástico. La interfase rígida (vidrio)-plástico detiene la propagación de la fractura (en la dirección del conductor) la que se desvía lateralmente desde ese punto (Fig. 7). En el caso del Paine, la Falla del Río Nutrias constituyó la discontinuidad mecánica (equivalente al plástico intercalado entre las láminas de vidrio) que desvió la propagación del dique alimentador desde una dirección subvertical hacia una principalmente horizontal.

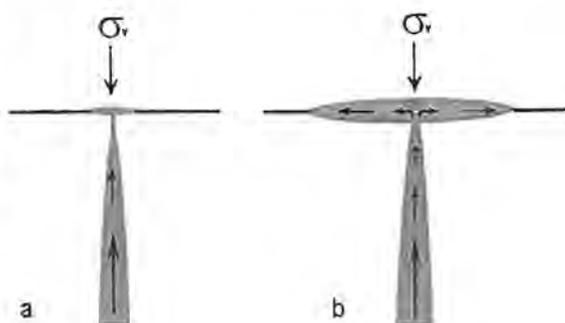


FIG. 7. Mecanismo que explica, de manera simple, el ascenso y propagación del magma a través de fracturas verticales que al intersectar en su trayectoria estructuras existentes, acomodan y drenan el magma transportado, dando origen a cuerpos tabulares y lenticulares. a- ascenso del magma a través de un dique vertical aproximándose a una discontinuidad preexistente; b- cambio de trayectoria de propagación, acumulación del magma transportado y generación de un plutón tabular. El esquema toma sólo un pulso de intrusión (adaptado de Cook y Gordon, 1964; Pollard, 1973).

El modelo de Cook-Gordon puede presentar desviaciones desde la geometría del típico lacolito simétrico (Figs. 6 y 8a) hasta uno asimétrico acomodado por una zona de falla, pasando por el lacolito simétrico acomodado por dos fallas laterales, que en tres dimensiones serán curvas (Figs. 8b y c). Nótese la similitud que, en términos generales, presenta el Granito de las Torres del Paine (Fig. 3) con el señalado en la figura 8d.

Este mecanismo puede conducir a la generación de lagos de magma paralelos con las discontinuidades subhorizontales, en que los diferentes pulsos magmáticos inducirán un uso sucesivo del o de los diques que drenan el magma hacia el lago. En el caso del Paine, es posible que los diques hayan drenado una misma cámara magmática en muchos pulsos, que terminaron con la generación de un cuerpo mayor de composición relativamente homogénea. Sin embargo, es aceptado que las cámaras magmáticas son lugares poco eficientes para producir mezclas de magmas, lo que puede explicar las heterogeneidades finales en el plutón a pesar de provenir de una misma fuente de origen (Vernon, 1984; Lowell y Bergantz, 1987).

La evidencia de campo permite señalar que el Granito de las Torres del Paine fue alimentado, por lo menos, por un dique que en su trayectoria ascendente atravesó la Falla del Río Nutrias, que al ser interceptada cambió la trayectoria del transporte del magma (Figs. 7 y 8). La pared colgante de la falla en que se emplazó el plutón está deflectada y sigue la misma

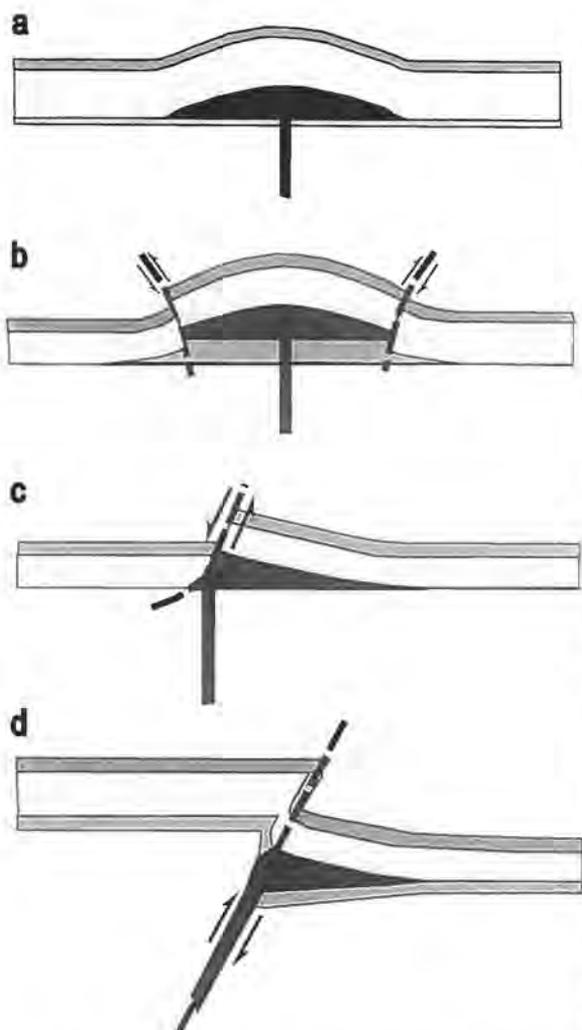


FIG. 8. Posibles formas de plutones graníticos y estructuras asociadas en su roca de caja. a- lacolito simétrico equivalente al de la figura 5; b- plutón tipo 'molde de galletas' con fallas inversas de acomodación asociadas; c- lacolito asimétrico acomodado, lateralmente, por una falla normal; d- lacolito asimétrico acomodado por sólo una falla inversa que actúa, además, de conducto alimentador (Diagramas a - c modificados de Clemens y Mawer, 1992).

forma de campana asimétrica de éste, mientras que la pared pendiente (o piso) se mantiene relativamente plana (Figs. 3, 4 y 5). Esto implica que las capas de la pared colgante también se deformaron en la dirección vertical, acomodando el cambio de volumen generado por el intrusivo. Implícito en el argumento está que este lente de magma corresponde a una estructura extensional, que para ser abierta requirió de una presión magmática superior a la del peso de la columna litostática sobrepuesta (Fyfe *et al.*, 1978).

Johnson (1970); Johnson y Pollard (1973) y Pollard

y Johnson (1973) presentaron análisis matemáticos que explican y predicen la forma y profundidad de emplazamiento de los lacolitos de los 'Henry Mountains' en Utah, U.S.A. Estos análisis están hechos sobre la base de la teoría de elasticidad, y anticipan un lacolito simétricamente perfecto, de base circular o elíptica. Dentro de los supuestos del modelo está el que la sobrecarga isótropa está formada por una o varias capas de rocas sedimentarias paralelas, con posibilidades de deslizarse entre sí para acomodar, por flexión, el volumen del magma intruido (Figs. 6 y 8a).

En el Granito de las Torres del Paine, la sobrecarga puede ser considerada como un solo estrato o unidad de espesor T, ya que las rocas estaban plegadas y falladas antes de la intrusión y, por lo tanto, no tenían posibilidades de deslizarse entre sí. Esto significa que el cambio de volumen provocado por la intrusión fue absorbido parcial o totalmente por deformación interna en una intrusión dilatacional (*sensu* Park, 1983), que sólo afectó la geometría de los pliegues del entorno.

La ecuación que describe la deflexión de la sobrecarga (o perfil) que existe en el techo del lacolito está dada por (Johnson, 1970) (Fig. 6):

$$D = \frac{\kappa_1 \cdot (P_m - \gamma T) \cdot L^4}{T^3} \quad \text{(Ecuación 1)}$$

en que D es la deflexión vertical o amplitud, L es el eje mayor de la base del lacolito, P_m es la presión magmática, γ es el peso específico de la sobrecarga de rocas de potencia T, (lo que es equivalente a que $[P_m - \gamma T]$ sea la presión magmática en exceso a la sobrecarga), κ_1 es una constante que varía en función de la forma de la planta del lacolito en el rango 1 y 3 $\times 10^{-2} \cdot E/(1-\nu^2)$, E es el módulo de Young y ν es la razón de Poisson promedio de la sobrecarga de rocas.

Si se asume que $[P_m - \gamma T]$ es relativamente constante independientemente de la profundidad T, la ecuación 1 se reduce a:

$$L^3 = \frac{D}{L} \cdot \kappa_2 \cdot T^3 \quad \text{(Ecuación 2)}$$

Utilizando los valores medidos de $D = 2$ km y $L = 12$ km es posible estimar que la sobrecarga sedimentaria T, al momento de la intrusión fue del orden de los 4,8 km.

Sustituyendo los valores de D y L del Paine, y reemplazando el valor de $(D/L) \approx 1/6$ en la ecuación 2 se obtiene que:

$$L^3 = \kappa_3 T^3 \quad \text{ó} \quad L = (\kappa_3)^{1/3} T \quad (\text{Ecuación 3})$$

en que κ_3 , es una constante que, en los 'Henry Mountains', tiene un valor aproximado de 2,3 (Johnson, 1970). Si se acepta este valor para el Granito de las Torres del Paine, se puede señalar que la sobrecarga estratigráfica **sobre** él al momento de la intrusión fue del orden de 5,2 km. Este valor fue calculado independientemente de la ecuación 2 y correlaciona bastante cercana, y a la vez, fortuitamente con la potencia **máxima** de rocas expuesta en las unidades ubicadas sobre el granito de las Torres del Paine (Tabla 1). Este espesor no es correlacionable ni equivalente con el espesor estratigráfico de secciones no deformadas, pero sí con las potencias totales expuestas, las que incluyen una serie de repeticiones estructurales, que producen un engrosamiento isopáquico de, por lo menos, un 40% (Tablas 1 y 2, Cecioni, 1957; R. Cortés², Cortés, 1964; Katz, 1963; Natland *et al.*, 1974).

Gilbert (*in* Johnson, 1970), sugirió que los lacolitos simétricos, como los de Henry Mountains, pueden ser homologados a un 'pistón' (Middleton y Wilcock, 1994, Discusión). El análisis se basa en que para formar un lacolito, la presión magmática P_m debe ser suficiente para contrarrestar el peso del cilindro de rocas superpuestas y la resistencia al cizalle, τ , entre el pistón y la pared de rocas (Fig. 9a). Una modelación de un lacolito asimétrico se presenta en las figuras 9b y 9c, en que el equilibrio se logra cuando la fuerza en la base del cilindro es igual al peso del cilindro más la resistencia al cizalle de las rocas de caja. La sumatoria de fuerzas aplicadas al lacolito del Paine es la que se muestra en la figura 9c que simplificando y reagrupando se transforma en:

$$P_m L^2 = \gamma T + 2L\tau(2T + D) \quad (\text{Ecuación 4})$$

$$\text{ó} \quad L = \frac{2\tau \cdot (2T + D)}{(P_m - \gamma T)}$$

Suponiendo que la presión magmática en exceso de la sobrecarga, $[P_m - \gamma T]$ y la resistencia a la fricción de las rocas de caja, τ , son constantes, se deduce que el diámetro L y la potencia máxima D , son proporcionales a la profundidad de emplazamiento T . En otras palabras, mientras más profundo sea el emplazamiento mayor será el diámetro y la potencia de un lacolito.

Este tipo de análisis ha sido comentado por Price (*in* Fyfe *et al.*, 1978) quien aseguró que este modelo sólo es aplicable para describir el emplazamiento de

plutones en medios elásticos y de pequeña dimensión. La discusión presentada por Price se basó en la sustitución de diferentes valores en la ecuación derivada por Johnson (1970) de donde concluyó que, bajo esas circunstancias, la potencia máxima o amplitud, D , no podría ser mayor que 10 m y, por lo tanto, el análisis es válido sólo para filones manto. Según Price, para cuerpos mayores, las rocas de caja deberán tener un comportamiento inelástico, posiblemente semejante al de un material plástico. Este análisis alternativo parece no ser aplicable en el Paine, ya que el comportamiento plástico de las rocas de caja ocurrió durante el plegamiento, **antes** de la intrusión, y antecedió al fallamiento rígido que originó la estructura en que se aloja el granito y que trunca y corta a los pliegues anteriores.

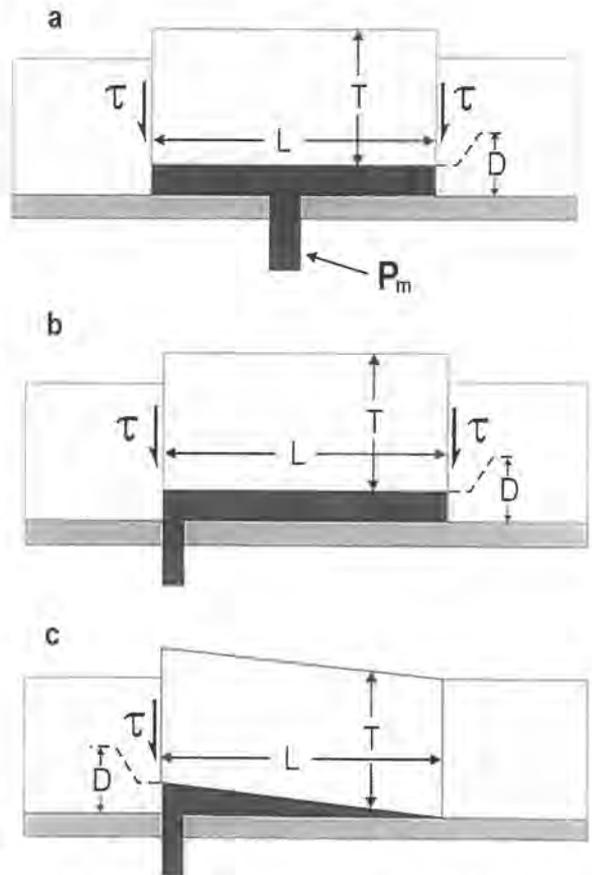


FIG. 9. Simbología utilizada para el cálculo del balance de fuerzas asociado con la intrusión de un lacolito según el modelo del pistón en el que se señala la simbología utilizada. a- lacolito simétrico utilizado para explicar el emplazamiento de los plutones (Middleton y Wilcock, 1994); b- lacolito asimétrico y tabular; c- lacolito asimétrico prismático que corresponde a una adaptación del caso b- a la situación de las Torres del Paine.

Los modelos mecánicos permitieron establecer que la sobrecarga de rocas sobre el intrusivo durante su emplazamiento era un 40% mayor y no guarda equivalencia con los espesores estratigráficos originales (Tablas 1 y 2; J.C. Castelli y L. Rojas¹). Una medición independiente del espesor de la sobrecarga sedimentaria y tectónica presente sobre el granito durante el emplazamiento, se realizó en base a tres modelos termales geohistóricos. Para esto, se utilizaron los datos de reflectancia de vitrinita (R_o) de muestras del Pozo Toro 1-B y de superficie recolectadas en el sector de Cerro Castillo (Figs. 1 y 2) (D.B. Tower⁴; Unocal Basin Studies Group⁵).

Las reconstrucciones de la historia de alzamiento y subsidencia en secuencias sedimentarias pueden ser establecidas mediante la medición de la reflectancia de la vitrinita (R_o) contenida en los sedimentos. La vitrinita registra la temperatura máxima a que el nivel estratigráfico estuvo sometido durante su enterramiento. Al graficar los valores de R_o con la profundidad estratigráfica normal no deformada, se puede obtener una curva de temperatura/profundidad, cuya pendiente es el gradiente geotérmico del lugar en ese momento del tiempo (Tabla 1, Fig. 10). La combinación de la estratigrafía actual, combinada con los perfiles estructurales y los eventos diastróficos mayores, proyectados en función del tiempo, permiten determinar la trayectoria de enterramiento y alzamiento de las diferentes formaciones de rocas que contienen las vitrinitas (Fig. 11).

Con los datos de reflectancia de vitrinita disponibles (D.B. Tower⁴; Unocal Basin Studies Group⁵), se modeló la evolución termal de los niveles estratigráficos de la Formación Cerro Toro, equivalentes a aquellos en que está emplazado el Granito de las Torres del Paine. Esta modelación permite esta-

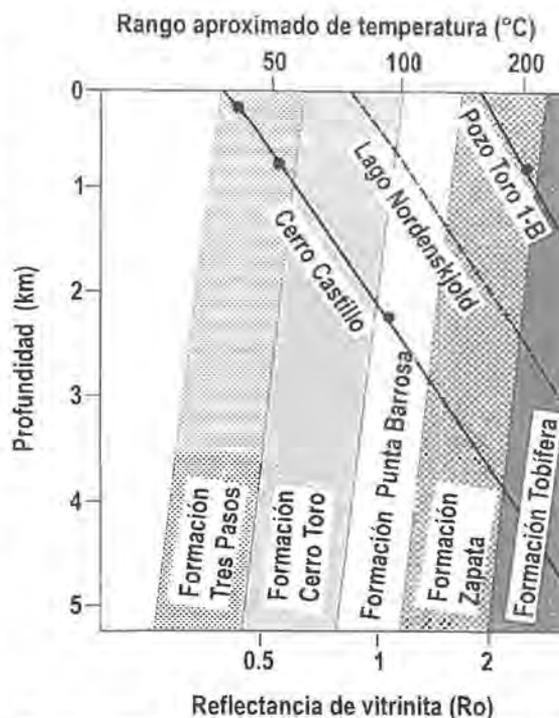


FIG. 10. Gradientes paleo-geotérmicos establecidos en base a los valores de la reflectancia de vitrinita (R_o) en las secciones de Cerro Castillo y Pozo Toro 1-B. Con línea de puntos se muestra el gradiente inferido para la sección del Lago Nordenskjold, de la cual no se dispone de valores de reflectancia de vitrinita. Los puntos negros indican la profundidad y el valor medido de la reflectancia de vitrinita y el estado termal máximo alcanzado en las muestras analizadas. Los gradientes atraviesan la estratigrafía actualmente expuesta en cada sección. Simbología de la estratigrafía equivalente a la de la figura 2.

blecer una serie de variables asociadas con la historia geológica específica del sector, entre las que destacan: **a-** la edad de inicio del alzamiento y la erosión; **b-** la magnitud de la sobrecarga erodada y la temperatura (= profundidad) máxima a la que ese grupo de capas estuvo enterrada y **c-** el paleogradiente geotermal. Estableciendo la edad del inicio del alzamiento en el sector oriental (Cerro Castillo) se puede determinar una tasa promedio de migración del fallamiento hacia el oriente (Fig. 11).

El gradiente geotérmico obtenido en la sección de Cerro Castillo, que es el único perfil en el cual el tramo medido no registra repeticiones estructurales, arroja un resultado prácticamente constante de 33°C/km entre el Cretácico Superior y el Mioceno (Fig. 10). Para la modelación, se asumió que éste era el gradiente de toda la región de Última Esperanza. La

TABLA 2. EROSIÓN TOTAL EN CADA UNA DE LAS LOCALIDADES ANALIZADAS (FIGS. 1 Y 2), SEPARADA EN EROSIÓN DE LA SOBRECARGA ESTRATIGRÁFICA O SEDIMENTARIA Y SOBRECARGA TECTÓNICA. AMBAS SOBRECARGAS FUERON ESTIMADAS SOBRE LA BASE DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS MEDIDAS (TABLA 1) Y CONTROLADAS CON LOS MODELOS TERMALES, A PARTIR DE LAS R_o (FIGS. 10 Y 11).

Sección	Erosión de la sobrecarga sedimentaria	Erosión de la sobrecarga tectónica	Erosión total
Cerro Castillo	900	0	900
Pozo Toro 1-B	4.500	2.000	6.300
Lago Nordenskjold	2.500	2.000	4.500

⁴ 1980. Geological Evaluation, Western Magallanes Basin, Southern Chile. Archivo Técnico (Inédito), Empresa Nacional del Petróleo (Nagallanes), 15 p.

⁵ 1991. Unocal Basin Studies Group. Chilean Fold-Belt, Magallanes Basin, Petroleum Evaluation. Archivo Técnico (Inédito), Empresa Nacional del Petróleo (Magallanes), 58 p.

modelación geotermal de las secciones del Pozo Toro 1-B, y de los perfiles de Lago Nordenskjold y Cerro Castillo (ubicación en Figs. 1 y 2), señalan que el alzamiento y la erosión comenzaron antes al oeste, en el Lago Nordenskjold y el Pozo Toro 1-B (12 Ma), y migraron hacia el Cerro Castillo, al oriente (4 Ma). Esta situación concuerda con la geología expuesta actualmente, en que, en una sección oeste-este las edades de las rocas que afloran se hacen más jóvenes en esa dirección.

Del balance geotermal de los perfiles Toro 1-B y Lago Nordenskjold (con el gradiente establecido) se determina un déficit de 2.000 m en la columna estratigráfica normal como la expuesta en Cerro Castillo (Tabla 2, Fig. 10). De acuerdo con la geología local, se puede señalar inequívocamente que este déficit fue compensado con una sobrecarga tectónica, del tipo láminas delgadas.

De esta modelación, se concluye que el Granito de las Torres del Paine se emplazó bajo una sobrecarga total de entre 4 y 5 km, y que ésta ya estaba plegada en el momento de la intrusión (Fig. 10). Este

rango es coincidente con aquéllas estimadas a partir de métodos totalmente independientes, como son la petrología de las rocas intrusivas (Michael, 1983) y los modelos mecánicos (Johnson 1970; Pollard, 1973).

La notable coincidencia entre la edad de la intrusión y la del inicio del fallamiento y alzamiento en un mismo lugar permiten sugerir que en términos geológicos y dentro de los límites de los métodos de datación utilizados, ambos procesos ocurrieron simultáneamente (Hutton, 1988; Paterson y Tobisch, 1992; Ingram y Hutton, 1994). La vinculación explícita entre tectonismo y plutonismo señala que, al menos en este caso, las tasas de fallamiento controlan el emplazamiento de los plutones. En la sección siguiente se analiza, en términos puramente mecánicos, el hecho que las fallas inversas de alto ángulo sólo se pueden activar bajo presiones de fluidos que excedan el peso de la sobrecarga vertical de rocas, generando o abriendo estructuras horizontales que permitan la acomodación de cuerpos horizontales y tabulares como este lacolito.

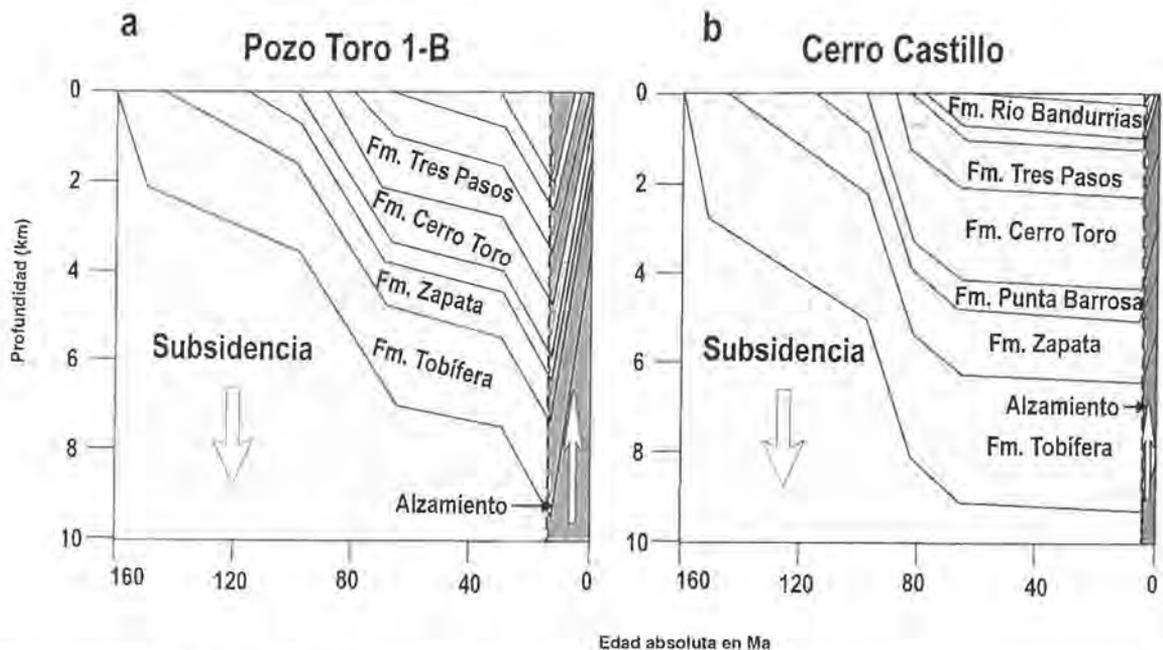


FIG. 11. Historias de subsidencia y alzamiento construidas en las secciones de a- Pozo Toro 1-B y, b- Cerro Castillo. Nótese el diacronismo en la edad del inicio del alzamiento y fallamiento inverso entre ambas secciones.

INTRUSION SINTECTONICA Y FALLAMIENTO SINPLUTONICO

El dique alimentador del Granito de las Torres del Paine ocupa una falla de fuerte inclinación al oeste, que alza el bloque occidental y desplaza por cerca de 3 km el contacto entre las formaciones Cerro Toro y Punta Barrosa (Tabla 1, Figs. 3 y 4). Se ha señalado (S.H. Harambour y J.M. Soffia³; J.C. Castelli y L. Rojas¹) que durante la contracción tectónica asociada con la inversión y el alzamiento de prácticamente toda la cordillera Patagónica, se vuelven a utilizar, en modo inverso, antiguas fallas normales profundas, que afectan hasta el basamento ('thick skinned tectonics'), y que este estilo estructural fue precedido por una tectónica de escamas delgadas ('thin skinned tectonics') que afecta solamente a la cobertura cretácica y terciaria (J.C. Castelli y L. Rojas¹; Farfan, 1994).

La asociación estructural entre fallas inversas de alto ángulo y cuerpos tabulares y extensionales generados simultáneamente ha sido ampliamente discutida por Sibson (1981, 1985, 1990) en términos de un fracturamiento híbrido de cizalle y extensión. Este autor señaló que el recizallamiento de fallas o discontinuidades existentes con poca cohesión y coeficiente de fricción interna μ_s , ocurre cuando:

$$\tau = \mu_s \cdot \sigma_n = \mu_s \cdot (S_n - P_m) \quad \text{(Ecuación 5)}$$

ecuación que es equivalente a la ley de Amonton (Byerlee, 1978), en que τ es el esfuerzo de cizalle y $\sigma_n (= S_n - P_m)$ es el esfuerzo normal efectivo (Hubbert y Rubey, 1959).

El criterio de reactivación de fallas con diferente orientación respecto a σ_1 y que contengan a σ_2 es:

$$R = \frac{\sigma_1}{\sigma_3} = \frac{1 + \mu_s \cot \theta_r}{1 - \mu_s \cot \theta_r} \quad \text{(Ecuación 6)}$$

en que θ_r es el ángulo de reactivación de la falla con respecto a σ_1 (Fig. 12, Sibson, 1985). El parámetro σ_1/σ_3 proyectado contra θ_r permite establecer la **facilidad** de reactivación para todas las distintas orientaciones de fallas. La reactivación óptima ocurre cuando la falla está orientada a un ángulo $\theta_r = 1/2 \tan^{-1}(1/\mu_s)$ con respecto al esfuerzo principal máximo (σ_1) y por lo tanto $R_{min} = R^*$. Para valores comunes y aceptados de μ_s del orden de 0,75, resulta que $\theta^* \approx 28^\circ$, un ángulo que es cercano al ángulo de iniciación de fallas **Andersonianas** ($\theta = \theta^*$). Para cualquier ángulo diferen-

te a θ^* **siempre** se requerirán razones de esfuerzo **R mayores**, y por lo tanto, presiones de fluido o magmáticas, P_m , altas para reactivar una estructura antigua sin generar una nueva en el ángulo óptimo $\theta = \theta^*$ (Ecuación 6).

De particular relevancia para el análisis del emplazamiento del Granito de las Torres del Paine es la situación que se puede establecer durante la reactivación de fallas que están orientadas a un ángulo $\theta_r > 2\theta^*$ (en este caso $>56^\circ$), en donde la condición necesaria para su movimiento es que el esfuerzo principal mínimo efectivo ($\sigma_3 = \sigma_v$) sea **tensional**, vale decir que $\sigma_3 < 0$ ó que $P_m > \sigma_3 = \sigma_v$ (Fig. 12). Lo anterior lleva implícito que para el desplazamiento friccional como el descrito por la Ley de Amonton (Ecuación 5; Byerlee, 1978), la reactivación de fallas **altamente desorientadas** sólo será posible con el desarrollo de estructuras de extensión subhorizontales asociadas (Fig. 13). Es importante destacar que de acuerdo con la teoría de Ancerson

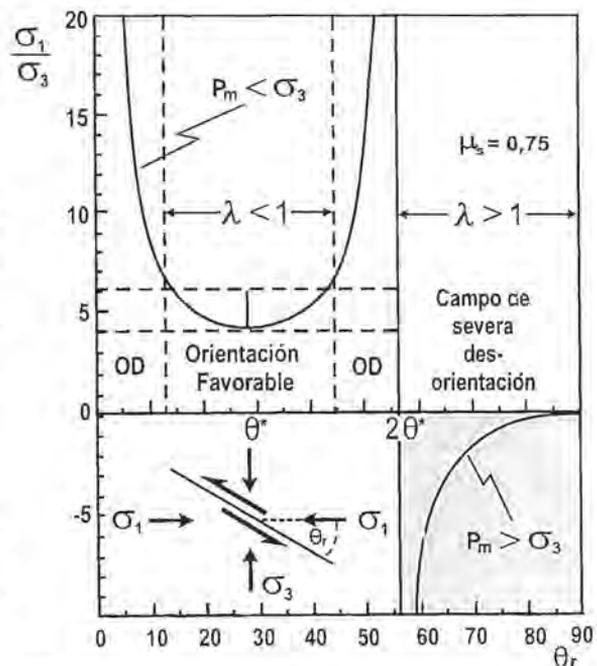


FIG. 12. Razón de esfuerzo $R = \sigma_1/\sigma_3$ requerida para una reactivación friccional de una falla orientada a un ángulo de reactivación θ_r con respecto a σ_1 , para una roca con coeficiente de fricción $\mu_s = 0,75$. Se indican campos de orientación favorable y desfavorable (OD) y aquéllos de severa desorientación. Modificado de Sibson (1985).

(Secor, 1965; Hancock, 1985), los cuerpos extensionales horizontales se pueden generar en regímenes estructurales contraccionales, en que σ_1 es horizontal y $\sigma_3 = \sigma_v$ es vertical.

Del análisis anterior, se concluye inequívocamente que el Granito de las Torres del Paine y su conducto alimentador constituyen una estructura híbrida, de cizalle y extensión simultáneos, que sólo se activan cuando $P_m \geq S_3$ y por lo tanto $\sigma_3 < 0$ (Figs. 12 y 13). El desplazamiento del contacto entre las formaciones Cerro Toro y Punta Barrosa se produjo a lo largo de la falla subvertical heredada que sólo se activó cuando se dispuso de magma a una presión $P_m > S_3$. Por otra parte, la extensión asociada sólo pudo ocurrir cuando la falla inversa interceptó una anisotropía existente, en este caso, la Falla del Río Nutrias, ya que el resto de la secuencia está fuertemente plegada, situación muy desfavorable para la iniciación de un fracturamiento hidráulico extensional (Figs. 13 y 14).

La condición para generar o abrir fracturas hidráulicas se obtiene cuando la constante geoestática $\lambda = P_m/S_v$ es mayor que 1 (Hubbert y Rubey, 1959; Secor, 1965; Fyfe *et al.*, 1978; Hancock, 1985). Si $\lambda \cdot S_v = P_m$, para abrir en extensión una fractura existente con baja cohesión se requiere por definición que:

$$\sigma_v = -K = S_v - P_m = S_v - \lambda \cdot S_v \quad (\text{Ecuación 7})$$

ó

$$\lambda = 1 + K/S_v$$

en que $-K$ es la Tensión Uniaxial de la falla (que es, en general, menor que la de la roca intacta). En este caso, λ siempre será mayor que 1, lo que equivale a que la presión magmática podrá levantar la sobrecarga de rocas y generar el espacio requerido para acomodar el lacolito (Figs. 12 y 13).

De lo anterior, se puede establecer que en este sector de la cordillera Patagónica, la tectónica de

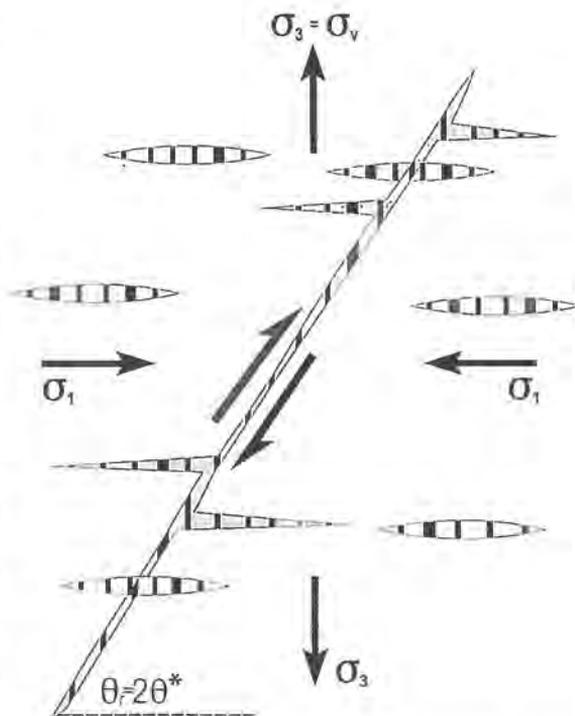


FIG. 13. Diagrama esquemático que muestra un sistema híbrido de fallamiento inverso y fracturamiento hidráulico de extensión asociado y simultáneo, que se desarrolla perpendicular al esfuerzo efectivo principal mínimo, σ_3 (adaptado de Sibson, 1981).

escamas gruesas acomodó gran parte del alzamiento y que ésta fue posterior a la de escamas delgadas. La Falla del Río Nutrias está relacionada con un acortamiento intraformacional, que es anterior a la intrusión. Si se cumple la hipótesis planteada por J.C. Castelli y L. Rojas¹ se debería concluir que la falla que fue ocupada por el dique alimentador es heredada de la extensión jurásica, la que se habría reactivado en forma inversa permitiendo la intrusión, a los 11-13 Ma (Figs. 11 y 14).

CONCLUSIONES

Diversas conclusiones e inferencias pueden ser establecidas a partir de este estudio, las que tienen relación con aspectos de la geología de la Patagonia:

- El Granito de las Torres del Paine es un lacolito asimétrico, asociado temporal y espacialmente con un fallamiento híbrido, de extensión vertical y con-

tracción horizontal. La edad del fallamiento corresponde a la del intrusivo, entre 11 y 13 Ma (Fig. 11).

- La falla por donde ascendió el magma granítico dio origen lateral al lacolito cuando ésta interceptó una estructura subhorizontal a través de la cual se pudo drenar el magma por efecto de dilatación. Una

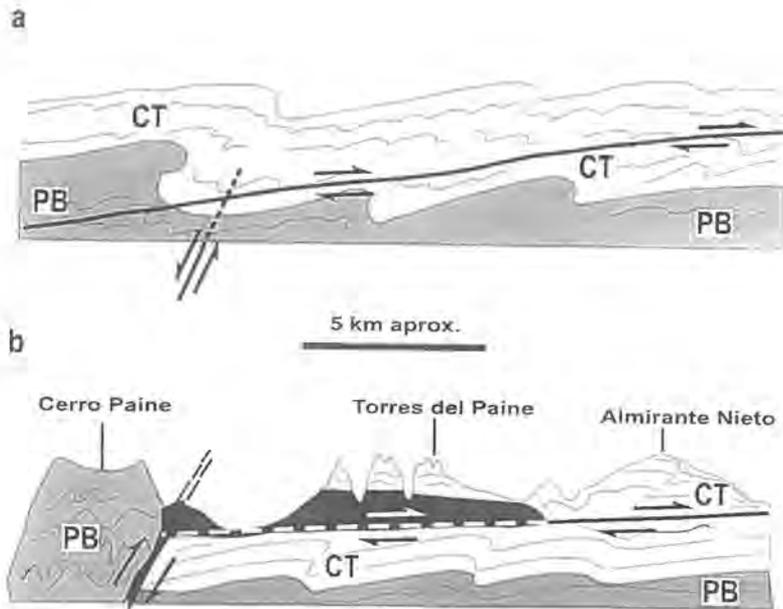


FIG. 14. Bosquejo geológico de orientación aproximada oeste-este, mostrando la evolución de eventos relacionados con el control del emplazamiento del plutón del Paine. a- deformación de escamas delgadas por sobre las rocas volcánicas pre-jurásicas. Este evento es responsable de la formación de la Falla del Río Nutrias; b- tectónica de escamas gruesas que activa fallas severamente desorientadas, las que cumplen con el requerimiento mínimo para su deslizamiento (*i.e.*, $\lambda > 1$, Fig. 12) que en este caso, ocurre cuando la presión magmática sobrepasa a la carga litostática. Cuando esta falla sobrepresurizada intercepta la Falla del Río Nutrias se produce un drenaje magmático, y el consecuente emplazamiento del lacolito del Paine. PB= Formación Punta Barrosa; CT= Formación Cerro Toro.

vez emplazado el lacolito, el sistema se bloqueó, por solidificación del magma o descenso de la presión. Corolario de lo anterior, es que en Última Esperanza, sin la existencia de estas intersecciones de fallas se reducen las posibilidades de generar lacolitos ya que el fracturamiento dilatacional horizontal es mecánicamente difícil en terrenos plegados (Fig. 14).

- El englobamiento del plutón está directamente controlado por la tasa de desplazamiento de la falla inversa que canaliza el magma y actúa como alimentador, que al moverse, drena el magma contenido en el reservorio de origen. La amplificación del lacolito fue por lo tanto incremental y episódica, y en cierta forma proporcional con los desplazamientos de la falla. Esto puede explicar, al menos en partes, las variaciones y 'estratificaciones' petrográficas y químicas presentes en el plutón.

- Análisis mecánicos que intentan explicar el emplazamiento de los lacolitos se basan en análogos con pistones. Ajustando la geometría del lacolito a la del modelo de un pistón, se puede calcular que éste se emplazó, por lo menos, bajo una sobrecarga de 5 km (Fig. 6). Su asimetría está claramente relacionada

con la intersección de las fallas que controlan su distribución. El desarrollo, sólo al oriente de la falla-dique subvertical, se debe a que la Falla del Río Nutrias no está expuesta hacia el occidente de este dique ya que la falla que lo acomoda, la alzó y erosionó (Figs. 13 y 14).

- Los valores de reflectancia de vitrinita disponibles en pozos estratigráficos perforados por ENAP, y muestras de superficie de niveles estratigráficos equivalentes a los del techo del lacolito, señalan que, entre los 11 y 13 Ma, esas rocas estaban bajo una sobrecarga del orden de los 4,5 km (Fig. 1C). Los espesores estratigráficos normales corresponden a un 60% de esta sobrecarga, lo que implica que partes de estos 4,5 km contienen repeticiones estructurales relacionadas con una tectónica del tipo escamas delgadas.

- Considerando una profundidad de emplazamiento de 5 km en conjunto con la edad del plutón se determina una tasa de exhumación media de 0,5 mm/año, semejante a aquella descrita para el plutón del Paso de las Llaves en Aisén (Vargas y Hervé, 1996).

- La ausencia generalizada de lacolitos terciarios en la Patagonia oriental puede ser indicativa que no existieron muchos lugares donde las cámaras magmáticas fueron interceptadas por discontinuidades verticales que permitieron su drenaje. Esto, ya que una gran parte de la deformación se acomodó por una tectónica superficial de escamas delgadas.
- El emplazamiento del Granito de las Torres del Paine se produjo en un régimen híbrido, de cizalle y extensión vertical, asociado con una tectónica de escamas gruesas que involucra hasta el basamento

(Tabla 1). El emplazamiento de este tipo de intrusivos está, por lo tanto, restringido a aquellos lugares donde las fallas, de asiento profundo, interceptaron estructuras existentes extensibles.

- La presencia de un intrusivo con aspecto de cuello, expresión vertical y con igual composición, pero de 28 Ma, ubicado a poca distancia de las Torres del Paine, en Cerro Balmaceda (Fig. 1) puede significar que más al sur y al oeste la inversión de fallas de alto ángulo comenzó con anterioridad al emplazamiento del plutón del Paine.

AGRADECIMIENTOS

La información que dio origen a este trabajo se obtuvo mientras los autores trabajaban en el Proyecto Precordillera de la Empresa Nacional del Petróleo, ENAP-Magallanes. Pasaron varios años antes que el proyecto de trabajo se convirtiera en una publicación, pero las ideas principales son, esencialmente, las de esa época. Se quiere dejar expreso agradecimiento a la Gerencia de Exploración y Minería de ENAP por haber permitido la utilización de los datos y apoyado el estudio y entendimiento de esta zona y autorizado

y estimulado su publicación, y a G. Casassa (Universidad de Magallanes) por haber facilitado algunas de las fotografías presentadas en las figuras 4 y 5. Se agradecen, además, los valiosos comentarios y sugerencias realizadas por los doctores F. Hervé, W. Hildreth (U.S. Geological Survey) y N. Petford (Kingston University). Sin embargo, las conclusiones e inferencias que aquí se presentan, son sólo responsabilidad de los autores.

REFERENCIAS

- Alvarez-Marron, J.; McClay K.R.; Harambour, S.; Rojas, L.; Skarmeta, J. 1993. Geometry and Evolution of the Frontal Part of the Magallanes Fold and Thrust Belt (Vicuña Area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 77, p. 1904-1921.
- Anderson, E.M. 1951. *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain*. 2nd. edition. *Oliver and Boyd*, 191 p. Edinburgh.
- Biddle, K.; Uliana, R.; Mitchum, R.; Fitzgerald, M.; Wright, R. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, Southern South America. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, Vol. 8, p. 41-61.
- Byerlee, J.D. 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* Vol. 116, p. 615-626.
- Cecioni, G. 1957. Cretaceous flysch and molasse in Departamento Última Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 41, No. 3, p. 538-564.
- Clemens, J.D.; Mawer, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, Vol. 204, p. 339-360.
- Cook, J.; Gordon, J.E. 1964. A mechanism for the control of crack propagation in all-brittle systems. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, Vol. 282, p. 508-520.
- Corry, C.E. 1988. Laccoliths: Mechanisms of emplacement and growth. *Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 220, 110 p.
- Cortés, R. 1964. Estratigrafía y un estudio de paleocorrientes del Flysch Cretáceo del Departamento de Última Esperanza. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Técnica del Estado, Departamento de Ingeniería Civil de Minas*, 103 p.
- Dalziel, I.W.D.; De Wit, M.J.; Palmer, K.F. 1974. Fossil Marginal basin in the southern Andes. *Nature*, Vol. 250, No. 5464, p. 291-294.
- Emerman, S.H.; Marret, R. 1990. Why dykes? *Geology*, Vol. 18, p. 231-233.
- Emerman, S.H.; Turcotte, D.L. 1984. Diapiric penetration with melting. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 36, p. 276-284.
- Farfán, L.I. 1994. Geología Estructural de la Provincia Brunswick. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 143 p.

- Fyfe, W.S. 1970. Some thoughts on granitic magmas. In *Mechanisms of Igneous Intrusion* (Newall, G.; Rast, N.; editors). *Galley Press*, p. 201-216. Liverpool.
- Fyfe, W.S.; Price, N.J.; Thompson, A.B. 1978. Fluids in the Earth's Crust. *Elsevier*, 383 p. Amsterdam.
- González, E. 1965. La Cuenca Petrolífera de Magallanes. *Revista Minerale*, Vol. 91, p. 1-20.
- Greener, P. E. 1969. On the mechanics of intrusions of sills. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, p. 1415-1419.
- Gust, D.; Biddle, K.; Phelps, D.; Uliana, M. 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, Vol. 116, p. 223-253.
- Halpern, M. 1973. Regional Geochronology of Chile South of 50° latitude. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 84, p. 2407-2422.
- Hancock, P.L. 1985. Brittle Microtectonics. *Journal of Structural Geology*, Vol. 7, p. 437-458.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, Vol. 235, p. 115-116.
- Hubbert, M.K.; Rubey, W.W. 1961. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust-faulting. Part I. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 72, No. 9, p. 1445-1451.
- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, Vol. 79, p. 245-255.
- Hutton, D.H.W.; Dempster, T.J.; Brown, P.E.; Baker, S.M. 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion into active extensional shear zones. *Nature*, Vol. 343, p. 452-455.
- Ingram, G.I.; Hutton, D.H.W. 1994. The great tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to Early Eocene tectonics in southwestern Alaska and British Columbia. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 106, p. 715-728.
- Johnson, A.M. 1970. *Physical Processes in Geology*. Freeman, Cooper and Co., 577 p. San Francisco.
- Johnson, A.M.; Pollard, D. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah. Part I. *Tectonophysics*, Vol. 18, No. 3-4, p. 261-309.
- Katz, H. 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 47, p. 506-524.
- Lowell, R.P.; Bergantz, G. 1987. Melt stability and compaction in partially molten silicate layer heated from below. In *Structure and Dynamics of Partially Solidified Systems* (Loper, D.E.; editor). *Martinus Nijhoff Publishers*, p. 383-400. Dordrecht.
- Marsh, B.D. 1984. Mechanics and energetics of magma formation and ascension. In *Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards*. *National Academy Press*, Washington D.C p. 67-83.
- McCaffrey, K.J.W. 1992. Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 49, p. 221-235.
- McCaffrey, K.J.W.; Petford, N. 1997. Are granitic intrusions scale invariant? *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 154, p. 1-4.
- Mella, P. 1996. Control Tectónico de la Sedimentación de la Cuenca de Antepaís de Magallanes. Taller de Título (Inédito), *Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra*, 175 p.
- Michael, J. 1983. Emplacement and differentiation of Miocene plutons in the foothills of the southernmost Andes. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Columbia University*, 378 p.
- Middleton, G.V.; Wilcock, P.R. 1994. Mechanics in the Earth and Environmental Sciences. *Cambridge University Press*, 459 p.
- Miller, C.F.; Watson, E.B.; Harrison, T.M. 1938. Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, Vol. 79, p. 135-156.
- Moraga, J. 1996. Prospección de Hidrocarburos en Cuencas de Extensión Precretácicas, Magallanes, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 110 p.
- Morris, S. 1982. The effects of a strongly temperature-dependant viscosity on slow flow past a hot sphere. *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 124, p.1-26.
- Natland, M.L.; González, E.; Cañón, A.; Ernst, M. 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America, Memoir*, Vol. 139, 126 p.
- Park, R.G. 1983. *Foundations of Structural Geology*. Blackie and Son Limited, 135 p. Glasgow.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H. 1995. Bursting the bubble of ballooning pluton: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 107, p. 1356-1380.
- Paterson, S.R.; Tobisch, O.T. 1992. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal of Structural Geology*, Vol. 14, p. 291-300.
- Petford, N.; Kerr, R.C.; Lister, J.R. 1993. Dike transport of granitoid magma. *Geology*, Vol. 21, No. 9, p. 845-848.
- Pollard, D.D. 1973. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, Vol. 19, p. 233-269.
- Pollard, D.D.; Johnson, A.V. 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, Part II. *Tectonophysics*, Vol. 18 p. 311-345.
- Quensel, P.D. 1910. Geologisch-petrographische studien in der Patagonischen Cordillera. *Geological Institute of Upsala, Bulletin*, No. 11, p. 1-115.
- Ramos, V.A. 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 73, p. 887-903.
- Ribe, N.M. 1983. Diapirism in the earth's mantle: experiments on the motion of a hot sphere in a fluid with temperature-

- dependant viscosity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 16, p. 221-245.
- Secor, D.T. 1965. Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, Vol. 263, p. 633-646.
- Sibson, R.H. 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. In *Earthquake Prediction: an International Review* (Simpson, D.W.; Richards, P.G.; editors). *American Geophysical Union, Maurice Ewing Series*, Vol. 4, p. 593-603.
- Sibson, R.H. 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, Vol. 7, p. 751-754.
- Sibson, R.H. 1990. Rupture nucleation on unfavorably oriented faults. *Seismological Society of America, Bulletin*, Vol. 80, p. 1580-1604.
- Skarmeta, J. 1993. Mecanismos de emplazamiento, deformación y transición de diques a filones manto en sedimentos jurásicos y cretácicos del Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 2, p. 207-227.
- Stern, C.R.; De Wit, M.J.; Lawrence, J.R. 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of the Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 81, No. 23, p. 4370-4380.
- Vargas, G.; Hervé, F. 1996. Emplazamiento hipabisal Mioceno tardío del stock de Paso las Llaves en la región de tras arco, Aysén. *Comunicaciones*, Vol. 46, p. 3-15.
- Vernon, R.H. 1984. Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, Vol. 309, p. 438-439.
- Weinberg, R.; Podladchicov, Y.Y. 1994. Diapiric ascent of magma through power law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, p. 9543-9559.
- Wilson, T. J. 1983. Stratigraphic and structural evolution of the Ultima Esperanza foreland fold-thrust belt, Patagonian Andes, southern Chile. Ph. D. Thesis (Unpublished), *Columbia University*, 358 p.
- Wilson, T.J. 1991. Transition from back arc to foreland basin development in the southernmost Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 103, p. 98-111.
- Winn, R.D.; Dott, R.H. 1978. Submarine-fan turbidites and resedimented conglomerates in a Mesozoic arc near marginal basin in southern South America. In *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (Stanley, D.J. et al.; editors). *Dowden, Hutchinson and Ross*, p. 362-372.
- Winn, R.D.; Dott, R.H. 1979. Deep-water fan channel conglomerates of late cretaceous age southern Chile. *Sedimentology*, Vol. 26, No. 2, p. 203-228.