

recup BHS

N

83

**DESLIZAMIENTO DE COBERTURA EN EL
SINCLINORIO MESOCENOZOICO DE SEVARUYO-
RIO MULATO (ALTIPLANO CENTRAL DE BOLIVIA)**

CLAUDE MARTINEZ, EDUARDO SORIA & HERNAN URIBE

REVISTA TECNICA DE YPFB, 16 (1-2) : 9 - 26, JUNIO 1995
COCHABAMBA, BOLIVIA

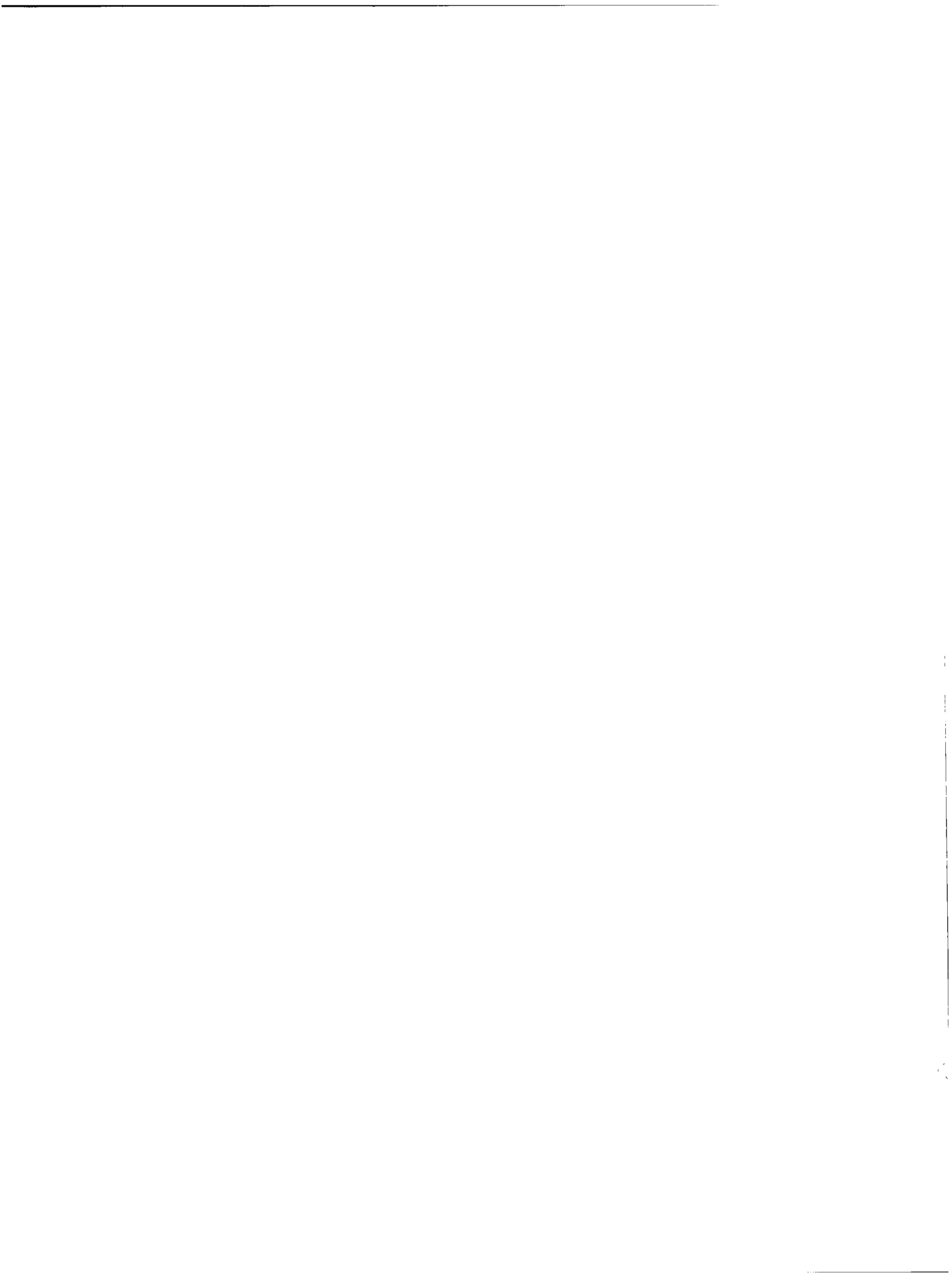
Fonds Documentaire IRD



010021846

Fonds Documentaire IRD

Cote : B*21846 Ex : *unique*



DESLIZAMIENTO DE COBERTURA EN EL SINCLINORIO MESOCENOZOICO DE SEVARUYO-RIO MULATO (ALTIPLANO CENTRAL DE BOLIVIA)

CLAUDE MARTINEZ* (**), EDUARDO SORIA*** & HERNAN URIBE***

* ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération,
213 rue La Fayette, 75480 Paris, France.

(**) Laboratoire Géologie des Bassins, GBA, case courrier 057, USTL, place Eugène Bataillon, 34095, Montpellier, France.

*** Servicio Geológico de Bolivia, Casilla Postal 2729 - La Paz, Bolivia

RESUMEN

Una cuenca cenozoica muy subsidente caracteriza el sector septentrional del Altiplano de Bolivia, mientras que otras con menor subsidencia, ocupan el sector meridional. En la región central del Altiplano, un potente conjunto de capas meso-cenozoicas era considerado como el relleno de la "Cuenca de Sevaruyo-Río Mulato", deformado en un amplio sinclinorio al oeste de la Cordillera Oriental.

Interpretamos este conjunto plegado como el resultado de un deslizamiento plurikilométrico de la cobertura de Cretácico superior-Paleógeno, la cual resbala desde el margen occidental de la Cordillera Oriental (*collapse*). El deslizamiento y el plegamiento de esta cobertura se realizan mediante un despegue en las capas salíferas del Turoniano (Fm. Aroifilla). El transporte, hacia el oeste, es sincrónico de la sedimentación de las capas continentales del Paleógeno y *pp* Mioceno. A fines del Oligoceno, las discordancias angulares y las intercalaciones de conglomerados con clastos de Cretácico y de Paleozoico marcan una etapa dentro de un proceso continuo de deformación, erosión y sedimentación durante el cual un hundimiento progresivo, al oeste, está acompañado de un levantamiento al este.

El basculamiento de un bloque plurikilométrico de la corteza puede explicar, a la vez:

1) el deslizamiento hacia el oeste de la cobertura de un dominio positivo oriental, 2) la fuerte disimetría de la "Cuenca" cenozoica occidental, y 3) el relleno progresivo de dicho dominio subsidente por los productos de la erosión de los sectores elevados. El proceso está marcado por la sucesiva erosión y resedimentación de las capas rojas del Paleoceno-Eoceno, luego del Cretácico y, después, del Paleozoico.

La deformación gravitacional, la erosión y la subsidencia disimétrica resultarían de la evolución geodinámica del antepaís de un importante cabalgamiento del "Macizo Precámbrico de Arequipa". Progresando del oeste hacia el este durante el Paleógeno, el bloque Precámbrico de Arequipa se superpone y sobrecarga el margen occidental de un bloque de Precámbrico y Hercínico más oriental, el cual está, a su vez, empujado, flexurado y basculado. Dicho bloque oriental, en relevo (*piggyback sequence*), forma otro gran cabalgamiento cortical hacia el este. El basculamiento de este bloque constituye el origen del despegue y del deslizamiento de la cobertura de Cretácico terminal-Paleógeno, que preceden la erosión del sustrato Paleozoico-Cretácico inferior en el sector oriental elevado, fuente principal de los aportes en la potente sedimentación observada en el dominio occidental en proceso de hundimiento.

Palabras claves : Mesocenozoico, deslizamiento gravitacional, subsidencia, tectónica sinsedimentaria, Altiplano central, Andes de Bolivia.

RESUMEN: Un bassin cénozoïque très subsident caractérise le secteur septentrional de l'Altiplano bolivien, alors que ce sont plusieurs bassins de moindre subsidence qui occupent le secteur méridional. Dans le secteur central de l'Altiplano, un puissant ensemble de couches méso-cénozoïques est considéré comme formant le remplissage du "bassin de Sevaruyo-Río Mulato", déformé en un vaste synclinorium situé à l'ouest de la Cordillère Orientale.

Nous interprétons cet ensemble plissé comme résultant du glissement plurikilométrique de la couverture Crétacé supérieur-Paléogène en provenance de la bordure occidentale de la Cordillère Orientale (*collapse*). Le glissement de cette couverture et son plissement se réalisent par décollement au niveau des couches salifères du Turonien ("Aroifilla"). Le transport vers l'ouest est synchrone de la

sédimentation des couches continentales du Paléogène et, pro parte, du Miocène. A la fin de l'Oligocène, les discordances angulaires et les intercalations de conglomérats à galets de Crétacé et de Paléozoïque marquent une étape dans un processus continu de déformation, d'érosion et de sédimentation au cours duquel un enfoncement progressif, à l'ouest, est accompagné d'un soulèvement à l'est.

Par le basculement d'un bloc crustal plurikilométrique, on peut expliquer, à la fois : 1) le glissement vers l'ouest de la couverture du domaine positif oriental, 2) la forte dissymétrie du "Bassin" cénozoïque occidental, et 3) le remplissage progressif de ce domaine subsident par les produits de l'érosion des secteurs soulevés. Le processus est souligné par les successives érosions et resédimentations descouches rouges du Paléocène-Eocène, puis du Crétacé et, ensuite, du Paléozoïque.

La déformation gravitaire, l'érosion et la subsidence dissymétrique résultent de l'évolution géodynamique de l'avant-pays d'un important chevauchement du "Massif Précambrien d'Arequipa". Ce bloc précambrien d'Arequipa progresse de l'ouest vers l'est pendant le Paléogène et il se superpose et surcharge la bordure occidentale d'un bloc de Précambrien et d'Hercynien plus oriental; celui-ci est, à son tour, poussé, flexuré et basculé. Ce bloc oriental, en relais (piggy back sequence), représente un autre chevauchement crustal majeur à vergence est. Son basculement est à l'origine du décollement et du glissement de la couverture de Crétacé terminal-Paléogène, phénomènes qui précèdent l'érosion du substratum paléozoïque-Crétacé inférieur du secteur oriental soulevé et principale source d'apport de la puissante sédimentation observée dans le domaine occidental en cours d'enfoncement.

Mots clés : Méso-cénozoïque, glissement gravitaire, subsidence, tectonique synsédimentaire, Altiplano central, Andes de Bolivie.

ABSTRACT

A highly subsiding Cenozoic basin characterizes the southern sector of the Bolivian Altiplano, whilst several basins with smaller subsidence characterize the northern sector. In the central Altiplano, the thick Mesozoic-Cenozoic sedimentary pile was considered as the Sevaruyo-Río Mulato basin infill, deformed in a broad synclinorium to the west of the Eastern Cordillera. We interpret this structure as the result of a large-scale gravitational sliding (collapse) of the Late Cretaceous-Paleogene sequence over the western margin of the Eastern Cordillera. The sliding and folding of this sequence took place through a decollement surface in the Turonian evaporitic beds of the Aroifilla Fm. Westward transport was synchronous with deposition of Paleogene and (in part) Miocene continental beds. At the end of the Oligocene, angular unconformities and conglomerate interbeds with Cretaceous and Paleozoic clasts identify a conspicuous phase within a continuous process of deformation, erosion and deposition, during which subsidence to the west was coetaneous with uplift to the east. A model involving tilting of a large crustal block allows to explain: 1) the westward gravitational sliding of the sedimentary pile, from an eastern positive-relief domain; 2) the strong dissymetry of the western Cenozoic basin; and 3) the progressive infill of this subsiding domain with the products of the erosion of the uplifted areas. This process was characterized by the progressive erosion and resedimentation of Paleocene-Eocene red beds, then of the Cretaceous, and finally of the Paleozoic rocks. Gravitational deformation, erosion and dissymmetric subsidence are the result of the geodynamic evolution as the foreland of an important thrust of the Precambrian Arequipa massif. Progressing from west to east during the Paleogene, the Precambrian Arequipa block overthrust and loaded the western margin of an eastern Precambrian and Hercynian block, which was itself compressed, flexured and tilted. This eastern block developed a piggy-back sequence itself as an eastward-thrusted block. Tilting of this block originated the decollement surface and gravitational sliding of the Upper Cretaceous-Paleogene sequence which precede the erosion of the Paleozoic-Lower Cretaceous substrate in the eastern uplifted area. This substrate was the main source for the thick sedimentary pile of the western domain during its subsidence.

Keywords: Mesozoic, Cenozoic, gravitational sliding, subsidence, synsedimentary tectonics, central Altiplano, Andes, Bolivia.

INTRODUCCION

Al sur del lago Poopó y al nor-este del Salar de Uyuni, un potente conjunto de capas rojas mesocenoicas aflora en el borde oriental del Altiplano central (Figuras 1 y 2a), en sus confines con la Cordillera Oriental de Bolivia (de 19°15' a 20°15' de lat. S y de 66°45' a 67°30' de long. W). Este Mesocenoico se observa deformado en un conjunto de pliegues en los cuales los terrenos cretácicos ocupan los núcleos de anticlinales alargados, agudos y fallados, vergentes hacia el este o el oeste, y bordeados por sinclinales terciarios cada vez más amplios del este hacia el oeste. Estos sinclinales están rellenos por sedimentos detríticos del Paleógeno con espesores variables: mientras son reducidos al este, alcanzan varios kilómetros de potencia hacia el oeste en las cercanías del Salar de Uyuni (figuras 2a-2b y 3).

Este conjunto de pliegues apretados caracteriza el sector del Altiplano central donde fué definida, anteriormente, la "Cuenca Cretácica de Sevaruyo" (Kriz & Cherroni, 1966; Cherroni, 1977). Este dominio contrasta con los demás sectores del Altiplano donde la pila sedimentaria está esencialmente representada por series continentales del Paleógeno y del Mio-Plioceno, las cuales se observan, sea como potente relleno de la "Cuenca subsidente nor-altiplánica", o con un menor desarrollo en las diversas cuencas del Altiplano meridional que separan fajas de Paleozoico delimitadas por una red de fallas longitudinales plurikilométricas.

Por sus características muy peculiares, la estructuración de la región de Sevaruyo-Tambillo no puede interpretarse como la de los demás sectores de los Andes de Bolivia, donde todo el conjunto de terrenos, desde el sustrato de Precámbrico y/o de

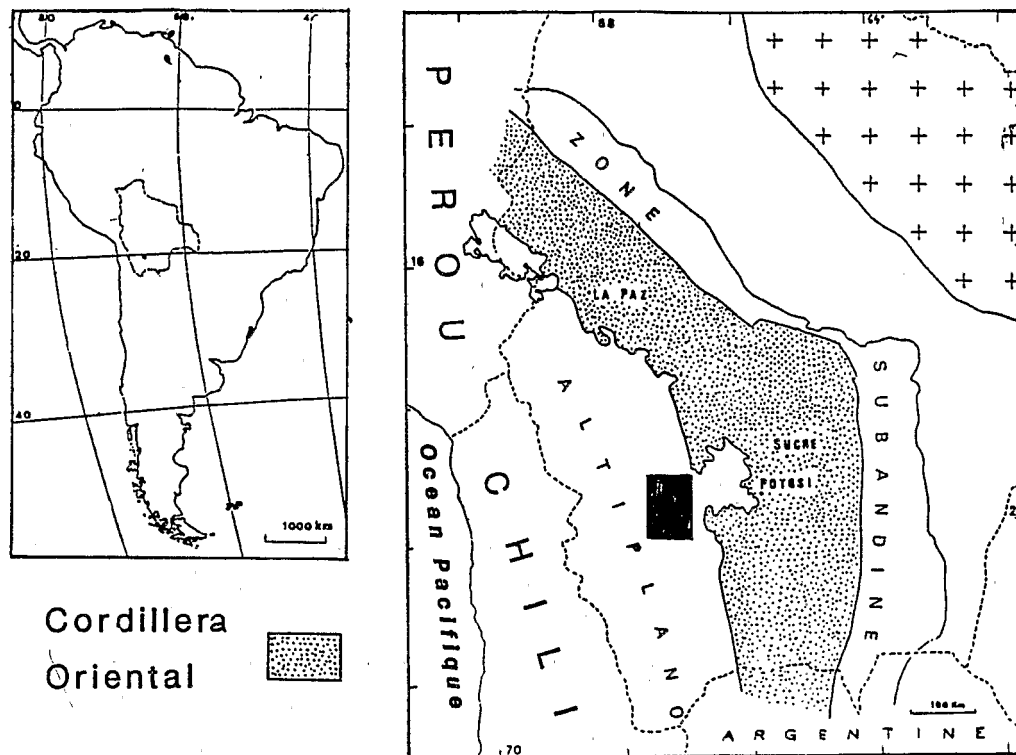


Fig. 1.- Ubicación del área de estudio en el Altiplano central de Bolivia.

Paleozoico hasta la cobertura mesozoica y cenozoica, se encuentra implicado en el acortamiento andino.

ESTRATIGRAFIA

En el área de Sevaruyo-Tambillo, la base de los conocimientos estratigráficos proviene de los trabajos de Kriz & Cherroni (1966) y de los mapeos del Servicio Geológico de Bolivia (DENAGEO) : Mapas geológicos a 1/100 000, hojas 6134 a 6136, y hojas 6234 a 6236 (1962-1965).

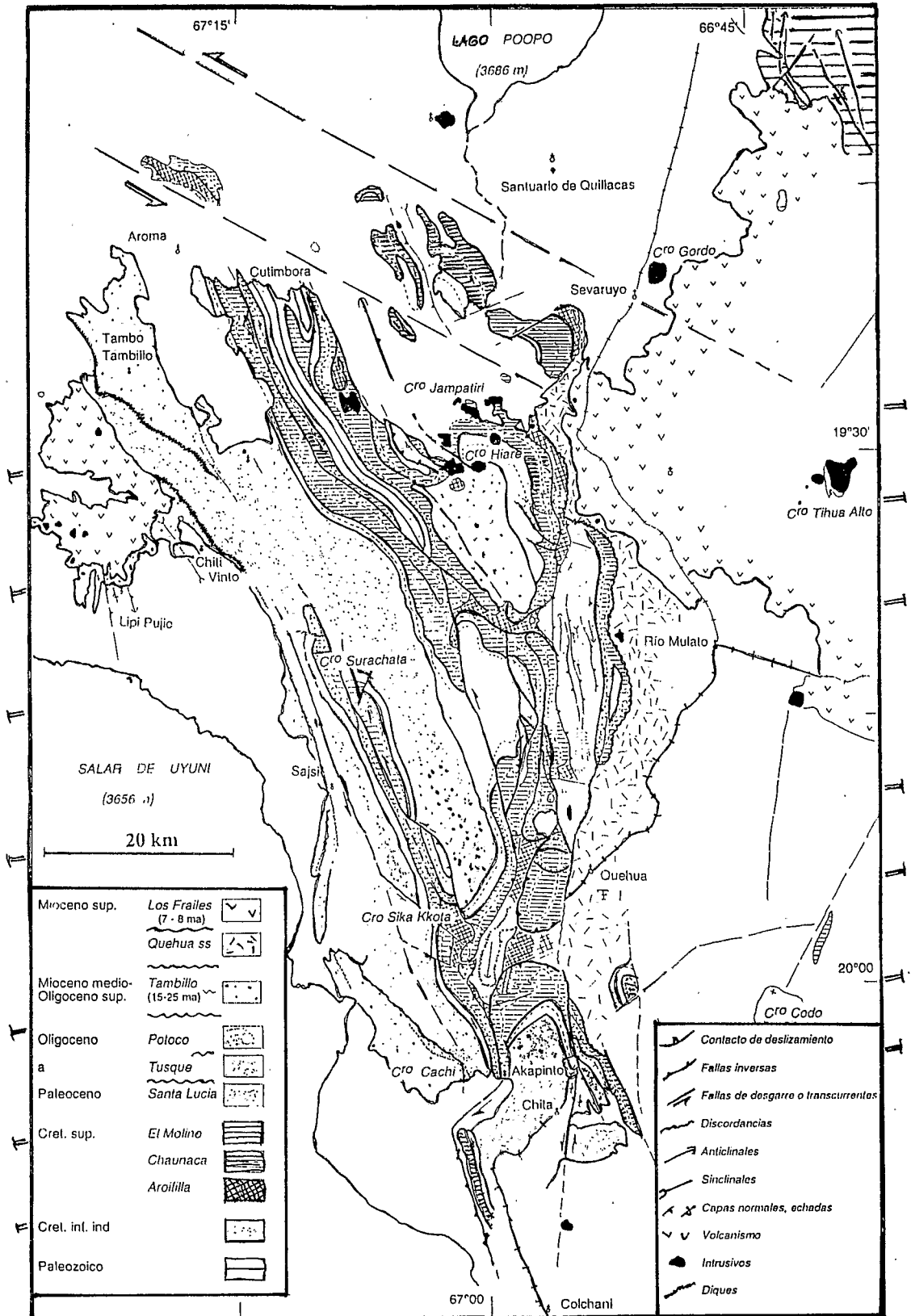
Excepto los términos más basales del Cretácico (Formación Condo y Formación Kosmina) que afloran cerca de Condo y de Pacuri, al sur-este de Huari, en el borde de la Cordillera Oriental (Figura 2) y en discordancia angular sobre el Paleozoico echado hacia el sur-oeste, todas las formaciones representativas del Cretácico-Paleógeno se observan al oeste de Sevaruyo-Río Mulato (Figuras 2 y 3). Sin embargo, el Cretácico inferior (equivalente del Miraflores y Tarapaya) aflora, mayormente, en el sector oriental del sinclinorio de Sevaruyo-Tambillo, mientras el Cretácico terminal-Paleógeno forma lo esencial de los afloramientos occidentales.

En la "Cuenca de Sevaruyo-Tambillo", el sustrato de Paleozoico nunca ha sido observado. Por otra parte, en el tope de la serie, las extensas capas volcano-sedimentarias de la Fm. Quehua cubren en discordancia generalizada tanto el Meso-Cenozoico plegado del

Altiplano como el Paleozoico inferior de la Cordillera Oriental. En la Fm. Quehua, fueron encontrados mamíferos del *Mioceno superior* (in Hoffstetter, 1977); está cubierta, a su vez, por el volcanismo mioceno terminal de Los Frailes (edades K/Ar : 6,7 a 7,5 Ma (Everden *et al.*, 1977) y $7,8 \pm 0,3$ Ma (Baker & Francis, 1978))

Son notables, además, las arcillas yesíferas y los yesos de la Formación Campana cuya posición en la columna estratigráfica era muy discutida. Atribuidas al Permo-Trias (mapas geológicos DENAGEO), estas capas son, ahora, situadas en el Cretácico superior (Cherroni, 1977) donde forman parte de la Formación Aroifilla del Turoniano-Coniaciano. Estos yesos y arcillas se observan en varios de los ejes de pliegues anticlinales donde, y con algunos rasgos de diapiros, afloran por debajo de las lutitas, margas y calizas del Santoniano (Fm. Chaunaca, o Fm. Mulasi : de 280 a 420 m de espesor) y de las areniscas y calizas del Campano-Maastrichtiano (Fm. Coroma y Fm. Pahua, o Fm. El Molino, con 450-1000 m de espesor).

Las lutitas y las areniscas rojas del Paleógeno (Fm. Santa Lucía o Fm. Candelaria : 350-800 m, Fm. Tusque y Fm. Potoco : 2500-6500 m) y, luego, del Oligo-Mioceno ("Tambillo" : 1300-3000 m) presentan una notable reducción de extensión en todo el sector oriental, en relación con una menor potencia. Por el contrario, el Terciario se encuentra muy desarrollado en los amplios sinclinales occidentales de Tambillo-Potoco, donde



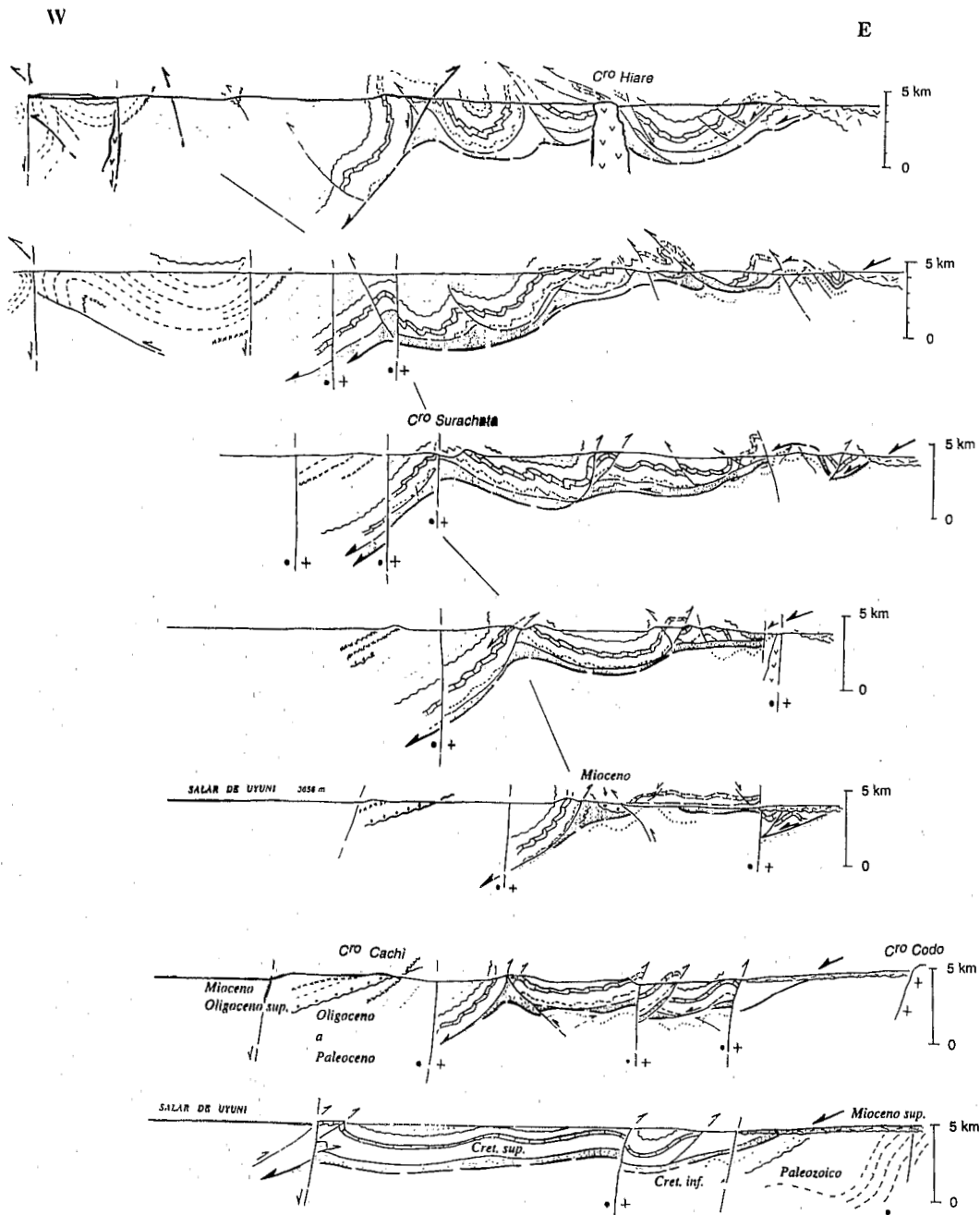


Fig. 2a(izquierda).- Esquema geológico de la región de Sevaruyo - Chita - Potoco. Fig. 2b(arriba).- Perfiles geológicos correspondientes a la Fig. 2a. Se interpreta la estructuración del Cretácico superior-Terciario como resultando de un largo proceso de deformación sinsedimentaria del Paleógeno y del Mioceno, marcado por : 1) el deslizamiento de las capas, y su plegamiento por encima del nivel de despegue que forman las arcillas yesíferas del Fm. Aroifilla. 2) una erosión progresiva, que alcanza el Paleozoico de la Cordillera Oriental, al este, y que está acompañada, hacia el oeste, por la sedimentación de las capas rojas del Paleógeno a las cuales sucede el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Fm. Tambillo) discordante. 3) En el Mioceno superior, la deformación se continúa con pliegues amplios, cabalgamientos y movimientos tardíos de desgarre sinistral. Es notable, además, el aspecto geométrico distinto que presenta el perfil meridional que pasa por Chita, al sur de la zona de transferencia de Akapinto.

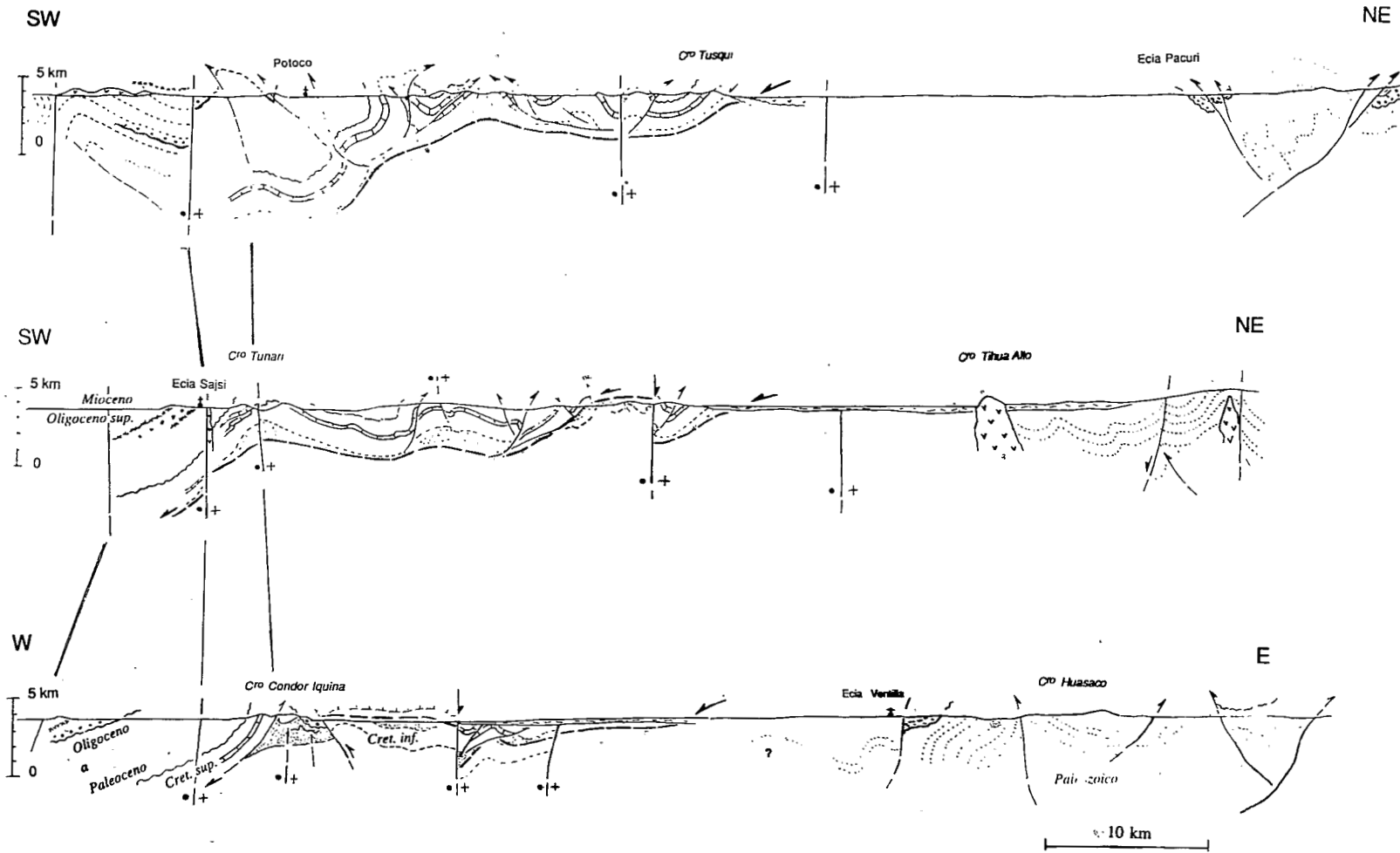


Fig. 3.- Perfiles geológicos generalizados, del norte hacia el sur, a través del sistema de pliegues de Sevaruyo-Potoco-Chita. Se notan : 1) el deslizamiento al nivel de la Fm. Aroifilla (base del Cretácico superior); 2) el truncamiento basal de las estructuras deslizadas; 3) la discordancia angular del Oligoceno superior (Fm. Tambillo); 4) la discordancia angular del Mioceno superior (Fm. Quehua o Fm. Chocaya); y, 5) la reactivación tardía, con vergencias opuestas, y formación de estructuras triangulares y/o estructuras de expulsión vertical.

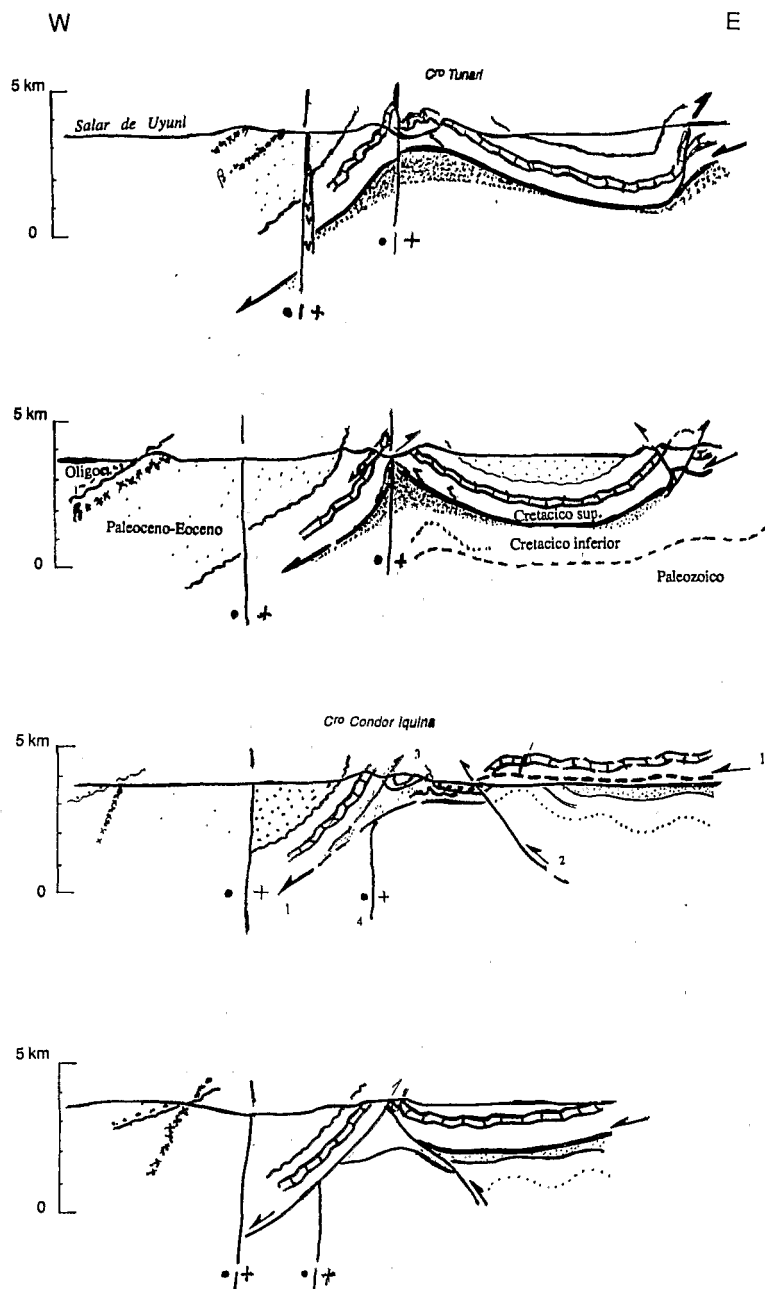


Fig. 4.- La estructura antiformal triangular de Surachata-Akapinto, interpretada como el resultado de varios acontecimientos sucesivos : (1) deslizamiento (acompañado por pliegues de desenganchamiento y por una erosión pre-Oligo-Mioceno), (2 y 3) cabalgamientos de vergencias opuestas del Mioceno superior, y (4) movimientos tardíos de desgarre senestral .

alcanza varios kilómetros de espesor (hasta más de 6 km de Fm. Potoco y más de 3 km de Fm. Tambillo, *in* Cherroni, 1977), y de Chiti Vinto-Urachata (figuras 2 y 3). Además, discordancias internas, y *sills* y diques de basaltos caracterizan este Terciario occidental ("lavas Tambillo" con 22 Ma, edad K/Ar, Evernden *et al.*, 1977; o 23,1 Ma, edad K/Ar, Hoke *et al.*, 1993).

ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURACION

Cartográficamente (Figura 2a), la mayoría de los pliegues del área tienen un rumbo NNW-SSE. Sin embargo, una variación en la dirección de las estructuras es notable y algunos pliegues, que presentan un rumbo próximo a N-S en el sector oriental, se tuercen y pasan a una dirección NW-SE en el sector septentrional, al oeste de Sevaruyo. El cambio de dirección está en relación con una zona de fallas transcurrentes ocultas, denominada "Falla de Sevaruyo-Incapuquio" o F.S.I. (Sempere *et al.*, 1990). Las diversas direcciones y desviaciones de las estructuras pueden explicarse con un control de la deformación por accidentes profundos, plurikilométricos y transversales o longitudinales, a veces marcados por intrusivos volcánicos (cerros Jampatiri, Hiare, Pichi Tankha, Sajsi, etc.) (Figuras 2 y 3).

Del nor-este hacia al sur-oeste, los anticlinales del sector occidental son sucesivamente denominados (YPFB, Informe inédito) : Copaquila, Khotkoka, Pacarisa, Cutimbora, Playa Verde, Kollpuma... Cilíndricos y agudos, estos anticlinales forman unas franjas con rumbo NNO-SSE, alargadas sobre unos 50 km de longitud, y con sólo 2 a 5 km de ancho. Los núcleos están ocupados por los terrenos del Cretácico superior-base del Paleógeno que separan los sinclinales de Terciario. Estos sinclinales son estrechos hacia el este, donde el ancho no pasa 1 a 2 km, mientras que son muy amplios al oeste, donde alcanzan unos 10 km de ancho, y donde la serie abarca hasta el Mioceno medio (toba con edad de 15,8 Ma en Tambo Tambillo, Hoke *et al.*, 1993).

En el sector oriental, las estructuras están menos ordenadas y afectan mayormente a terrenos del Mesozoico en el cual está

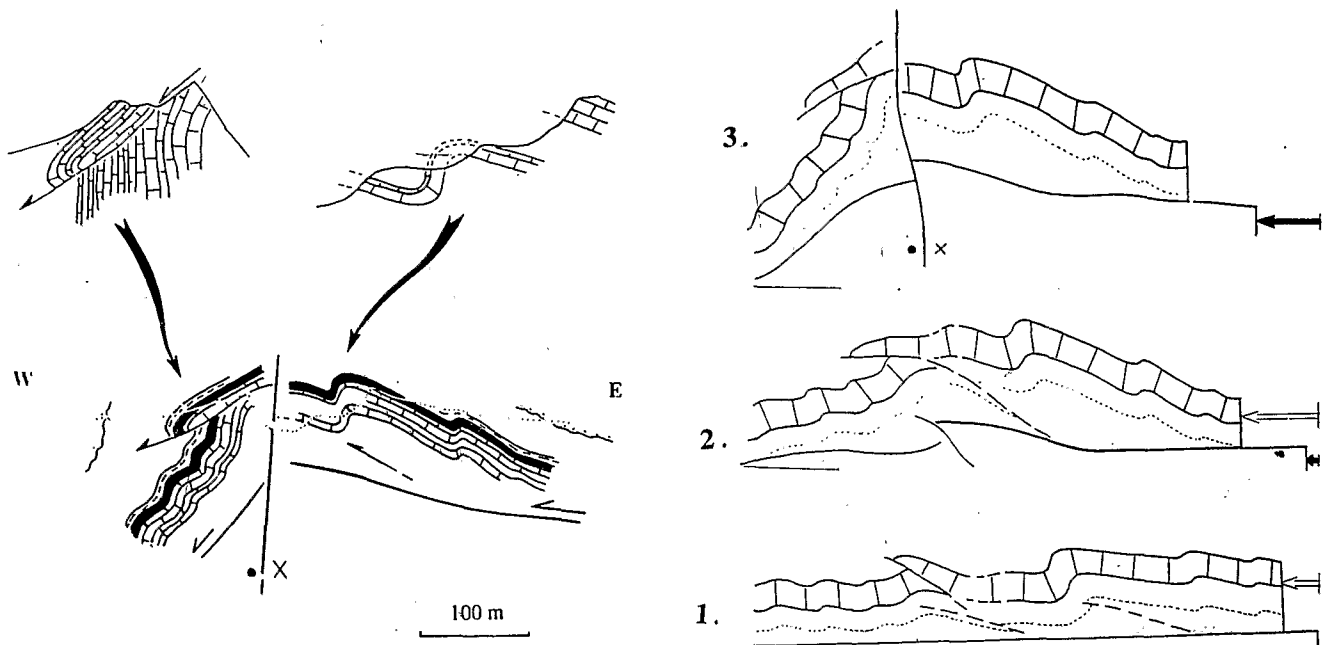


Fig. 5.- Observaciones de detalle en la estructura antiformal de Surachata (al este de la Ecía. Sajsi). Se notan los pliegues hectométricos, precoces y de vergencia oeste. Posteriormente deformados, se observa uno de ellos recumbente en el flanco occidental de la estructura. A la derecha, el esquema interpretativo de la evolución de la estructura de Surachata presenta, de abajo hacia arriba : 1. la etapa de deslizamiento y de plegamiento del manto, la cual precede un periodo de apretamiento generalizado (2. y 3.). Es muy factible que, en la deformación tardía, son unidades distintas del manto deslizado y, parcialmente, erodado que se acercan de varios kilómetros para edificar la estructura antiformal.

involucrado el Cretácico inferior, mientras los afloramientos del Paleógeno son muy reducidos.

A esta oposición, del este hacia el oeste, en la naturaleza y en el aspecto geométrico de los afloramientos, se superpone una diferencia en la geometría y en la intensidad de la deformación entre las capas inferiores y las capas superiores de la serie mesocenoica. Obviamente, las capas arcillosas-yesíferas de Fm. Aroifilla constituyen un nivel de *disarmonía*; dichas capas corresponden a los más viejos terrenos que se pueden encontrar en muchos de los núcleos anticlinales occidentales (Figuras 2 y 3).

Estructura del anticlinal de Surachata-Akapinto

Excepto el anticlinal echado hacia el oeste que deforma el Terciario Fm. Potoco de la Estancia Lipi Pujio (Figuras 2 y 3), el anticlinal de Surachata-Akapinto es el más occidental de los pliegues que se pueden observar en superficie. Es muy representativo de los pliegues del sector occidental del área Sevaruyo-Río Mulato y, por lo tanto, su análisis permite precisar la geometría y aclarar la cronología y las modalidades de los sucesivos acontecimientos tectónicos :

1. Descripción :

Situada en la continuación meridional del anticlinal fallado de Kollpuma, la estructura de Surachata-Akapinto pertenece al sistema de pliegues NNO-SSE y, tal como los demás anticlinales del sector occidental, se presenta con una geometría de apariencia muy simple. Alargado y estrecho, este anticlinal se observa muy apretado, de tal modo que no existe el suficiente espacio en su núcleo para involucrar a todas las capas, tanto del Paleozoico como del Cretácico inferior, y solo se observan los terrenos del Cretácico superior-Paleógeno, superpuestos a las arcillas yesíferas y a los yesos del Turoniano (Fm. Aroifilla).

Siendo únicamente los terrenos post-Aroifilla los que estructuran este edificio, se debe admitir un despegue con los estratos infrayacentes del Cretácico inferior. En total independencia con el sustrato, un deslizamiento y una deformación de las capas del Cretácico superior se realizan por encima del nivel de *despegue* representado por las evaporitas del Turoniano. Por lo tanto, se interpreta el anticlinal Surachata-Akapinto como un *pliegue* en una cobertura desplazada en relación con el sustrato de Cretácico inferior.

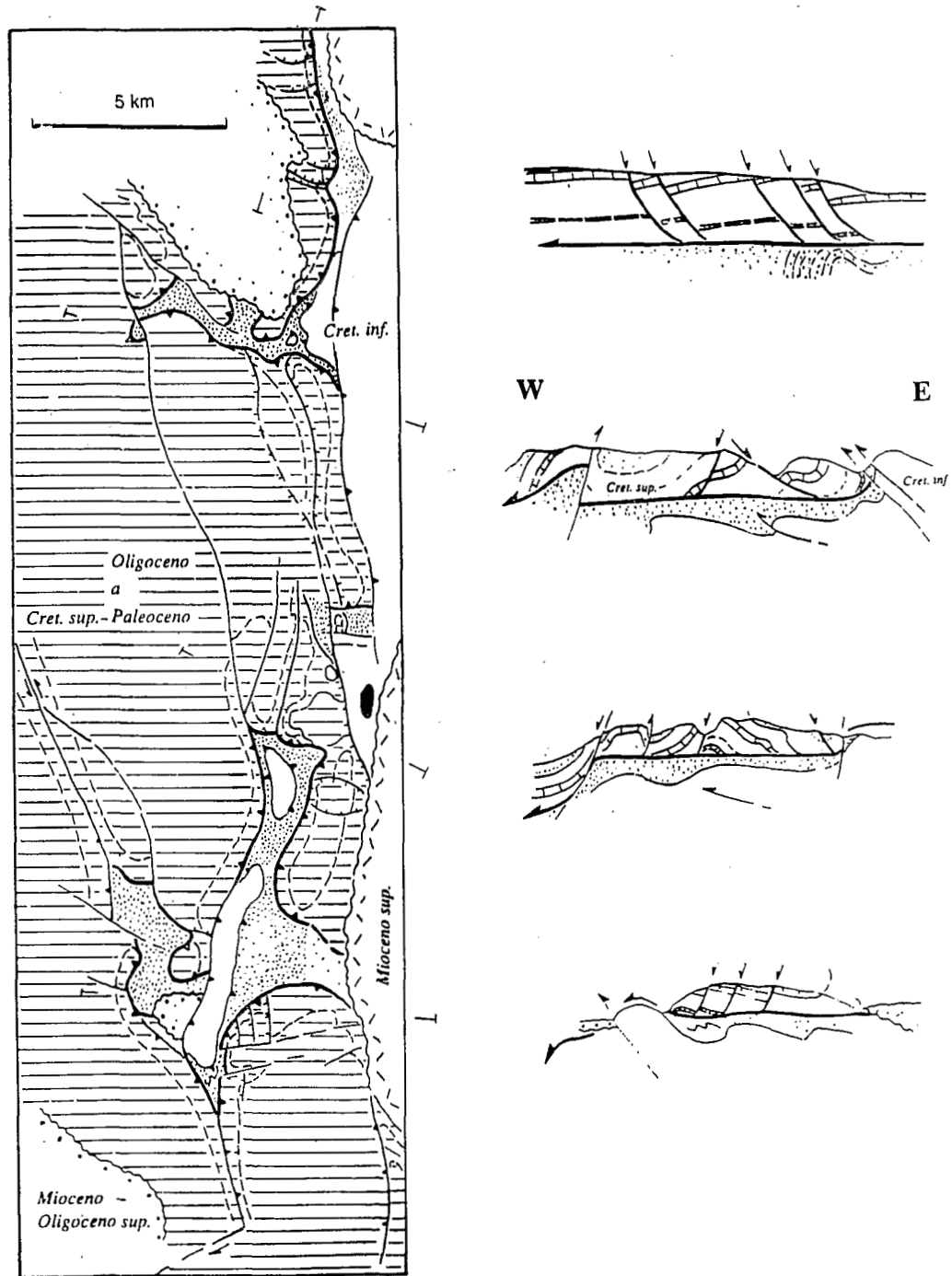


Fig. 6.- Representación cartográfica esquematizada del contacto de deslizamiento marcado por las truncaduras basales de las estructuras compresivas precoces, y por fallas normales posteriores que indican el alargamiento de la cobertura deslizada. Con los eventos tardíos de deformación compresiva, las escamas del sustrato Cretácico inferior se superponen, mediante fallas inversas, al manto deslizado de Cretácico superior-Paleógeno y al Mioceno Fm. Tambillo discordante.

Con esta interpretación se puede entender que, pese a su aparente simplicidad cartográfica, el eje "anticlinal" ofrece bastante complejidad en las observaciones de detalle (Figuras 2 y 4):

- 1. En el sector septentrional, al pie del Cerro Tunari, se observan unos *pliegues menores* en el flanco oriental de la estructura. De escala decamétrica, de orientación NNE-SSE, y

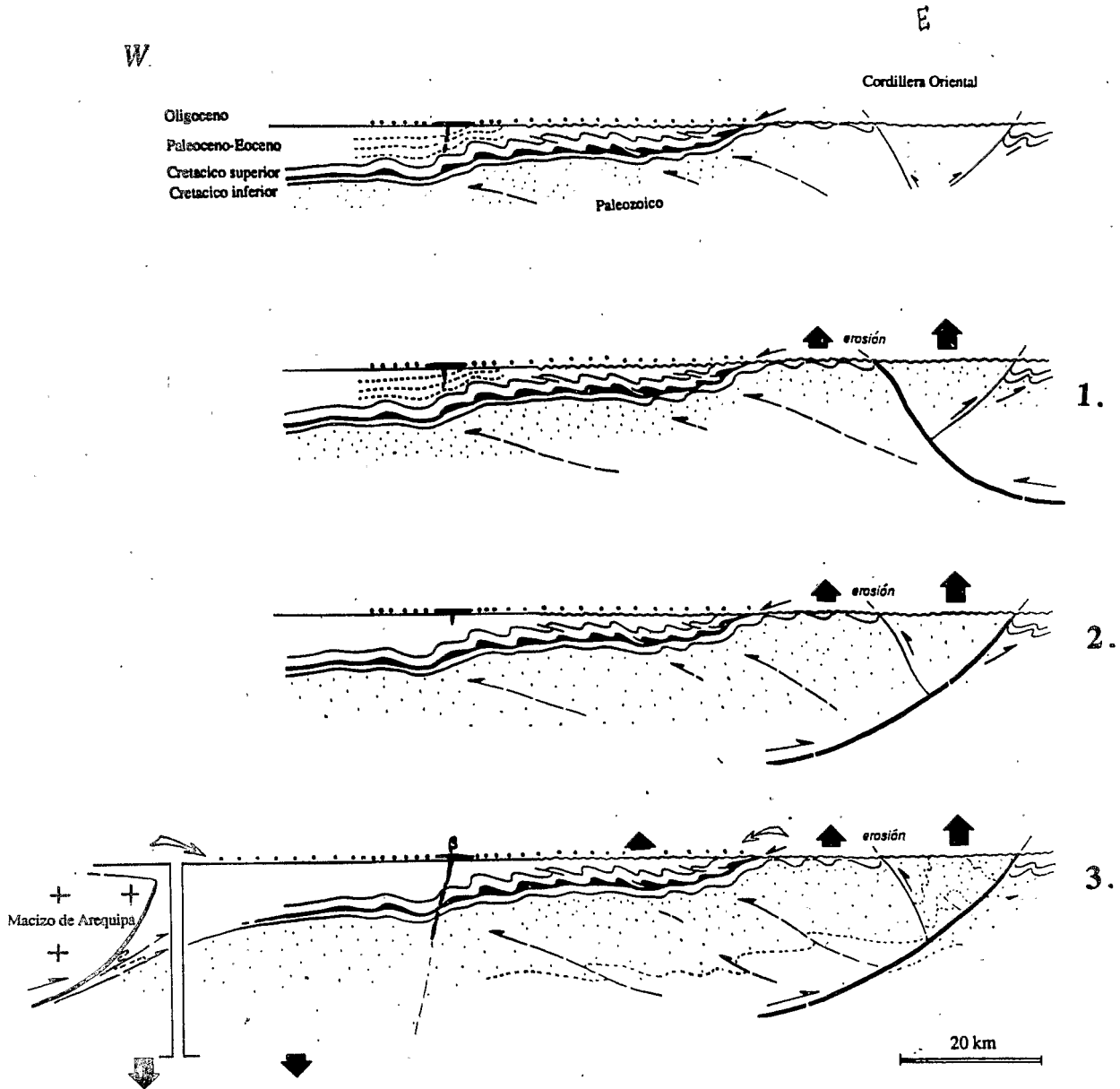


Fig. 7.- Varios modelos hipotéticos de estructuración del Altiplano central, en los cuales el desarrollo de la Cuenca subsidente terciaria de Potoco, el deslizamiento de la cobertura de Cretácico superior-Terciario, y la erosión de la Cordillera oriental, están relacionados, sea : 1. Con un cabalgamiento mayor, profundo, vergente al oeste, y ubicado en el borde occidental del bloque paleozoico de la Cordillera Oriental; o 2. con un cabalgamiento mayor, vergente al este (zona de fallas de Millaure-Incapuquio, al este); o 3. más ampliamente, con los movimientos de bloques crustales plurikilométricos, los cuales, imbricados y vergentes al este, son definidos por los cabalgamientos del Macizo de Arequipa y de Millaure-Incapuquio.

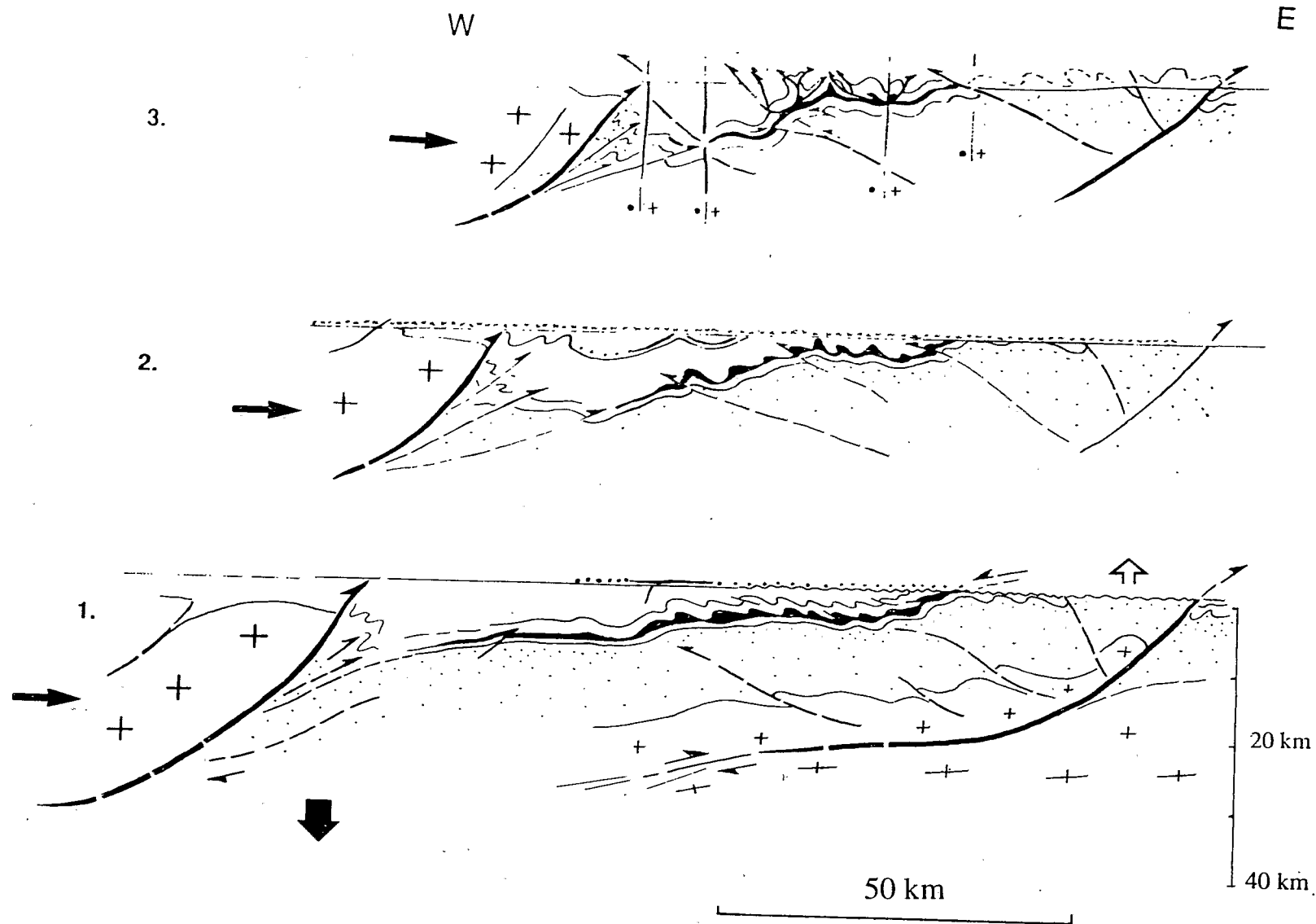


Fig. 8.- Esquema evolutivo interpretativo del sector central del Altiplano de Bolivia :

Empujado hacia el este a partir del Paleoceno (1.), el Macizo de Arequipa se superpone al borde occidental del bloque de Sévaruyo, el cual se encuentra, a su vez, empujado, flexurado y basculado. Así se desarrolla la Cuenca subsidente paleógena del Potoco, dentro de la cual deslizan el Cretácico superior-Terciario inferior, cobertura del sector oriental elevado y, luego, erodado. La deformación compresiva, continuándose durante el Oligoceno superior y el Mioceno (2. y 3.), se mantiene el movimiento hacia el este, del bloque de Arequipa y, tanto la potente serie terciaria, como el sustrato precámbrico y hercínico, son progresivamente deformados.

echados al oeste (Figuras 4 y 5), estos pliegues son truncados hacia el oeste por una falla vertical, plurikilométrica, y longitudinal al eje del pliegue mayor.

- 2. En el flanco occidental, las capas del Cretácico terminal y del Paleoceno-Eoceno (calizas de la Fm. El Molino y margas de la Fm. Santa Lucía) dibujan un *pliegue* decamétrico, *recumbente* hacia el oeste y asociado a una falla con una geometría actual de *rampa descendente* (Figura 5). Hacia el norte, dicho flanco occidental se complica con otros repliegues de escala hectométrica, echados o recumbentes al oeste, los cuales están truncados por la fractura longitudinal ya mencionada que los separa del flanco oriental de la estructura antiformal.

- 3. Esta falla longitudinal se observa vertical y con un rumbo N 160-170; es subparalela a la estructura Surachata-Akapinto; corta los pliegues menores y presenta estrías horizontales y micropliegues de arrastre con eje vertical que indican un movimiento de *desgarre senestral*.

Hacia el sur, esta fractura se pierde en un contacto tectónico inclinado hacia el oeste, inverso y con un leve *cabalgamiento* al este que superpone las arcillas yesíferas de la Fm. Aroifilla (cerros Sika Kkota y Condor Iquiña) con la Fm. Chaunaca del flanco oriental de la estructura (Figuras 2 y 3).

Las fallas transversales y los diques E-W de lamprófiro, que cruzan ambos flancos de la antiformal Surachata-Akapinto, se conectan o se interrumpen sobre la falla longitudinal de *desgarre senestral*.

- 4. Más al sur, el eje anticlinal Surachata-Akapinto se observa más complejo todavía. Del norte hacia el sur, se observan sucesivamente en su núcleo (Figuras 2, 3 y 4):

- . un importante afloramiento muy plegado, de arcillas yesíferas y de yesos algo diapíricos, del Turoniano Fm. Aroifilla (Cerro Sika Kkota),
- . un afloramiento del Mioceno (Fm. Tambillo), discordante sobre el Turoniano,
- . un anticlinal de Cretácico inferior, Fm. Tarapaya y Fm. Miraflores (o Fms. Lacaya, Anta, Orinoca, Vargas A., 1965), que se superpone tectónicamente a las capas del Mioceno con una falla inversa al oeste.

- 5. En el extremo sur, a la altura de Akapinto, el anticlinal Surachata-Akapinto parece muy simple, presentando un cierre muy agudo y fallado (Figura 2) que afecta al Cretácico superior-Paleógeno.

- 6. Al este de la estructura de Surachata-Akapinto se desarrollan amplios sinclinales de Terciario que separan una zona transversal donde afloran las capas del Cretácico inferior y superior (Figura 2). En este sector transversal, se observa nítidamente (Figura 6) una *truncadura basal* de los estratos del Cretácico superior-Eoceno, por encima de las capas de la

Fm. Aroifilla, superpuestas al anticlinal de Cretácico inferior ya mencionado. Además, y tal como lo sugiere el plegamiento disarmónico de las arcillas y de los yesos, la Fm. Aroifilla ha deslizado por encima del Cretácico inferior.

Es muy nítido, en esta zona transversal, el *despegue* y el *deslizamiento de la cobertura de Cretácico superior-Terciario* por encima del autóctono relativo de Cretácico inferior. En esta cobertura, y actuando como rampas laterales, varias fracturas transversales delimitan y guían el movimiento hacia el oeste-suroeste, de varios compartimentos yuxtapuestos, más o menos deslizados.

2. Discusión :

La observación de las truncaduras basales argumenta acerca de un gran desplazamiento de las capas del Cretácico superior encima de la Fm. Aroifilla. Además, estas truncaduras nos indican que, previamente al transporte de la cobertura, o acompañándolo, el manto deslizado de Cretácico superior-Terciario inferior ha sido deformado por un plegamiento. Se relaciona con este plegamiento, los pliegues hectométricos echados, cuya vergencia al oeste indica el sentido del movimiento, al igual que las rampas laterales, senestrales o dextrales, las cuales dividen el manto, controlando el deslizamiento de bloques.

La hipótesis de un gran deslizamiento del manto de Cretácico superior-Terciario inferior está confirmada por observaciones, realizadas en varios lugares :

- 1. Pliegues decamétricos, parecidos a los de la antiformal de Surachata, complican la estructura antiformal, plurikilométrica, de Playa Verde (sur-este de Aroma). Estos pliegues menores están también echados al oeste (Figura 7) y deforman las capas del Cretácico terminal (El Molino) del flanco oriental de la estructura mayor, fallada y volcada hacia el este.
- 2. Las truncaduras basales del manto de Cretácico superior-Terciario se observan a menudo (Figura 6). Indican un contacto sustractivo originado por una fuerte cepilladura basal durante el deslizamiento de un manto ya plegado.
- 3. Varias fallas normales, que afectan únicamente al Cretácico superior-Terciario despegado (ejemplos : los sinclinales al oeste de Ecía. Quehua y de Ecía. Chipitanga, Figuras 2 y 8), marcan unas zonas de alargamiento dentro de la cobertura deslizada. Este mecanismo caracteriza las zonas estiradas de los mantos desplazados, las cuales acompañan los deslizamientos superficiales de gran amplitud.

Dentro de la interpretación de una cobertura deslizada de Cretácico superior-Terciario, la estructura de Surachata-Akapinto representa un pliegue tardío. El cierre meridional tiene la apariencia de un *simple* anticlinal, mientras el cierre septentrional está complicado por una fractura longitudinal de *desgarre*. Sin embargo, enfocar la hipótesis de un anticlinal simple necesita imaginar que la cobertura desplazada de Cretácico superior-Terciario está en continuidad de un flanco al otro del cierre de la

estructura. En esta hipótesis, la estructura de Suruchata-Akapinto representaría, tanto un apilamiento antiformal edificado por la deformación simultánea del "manto alóctono" y de su "autóctono" relativo, como un "pliegue de despegue" (*detachment fold*, Jameson 1987 in McClay) que afectaría únicamente a la cobertura.

En ambos casos, la deformación tiene que ser posterior a un desplazamiento de la cobertura de Cretácico superior-Terciario de varios kilómetros hacia el oeste. Eso implica que los afloramientos de Cretácico inferior y de Mioceno discordante, del "autóctono relativo", se encuentran en una ventana abierta dentro de un "alóctono" con un movimiento tangencial muy tardío, post-Mioceno. En este caso, el contacto anormal del deslizamiento tiene que ser deformado para hundirse debajo del flanco occidental de la estructura. Es así imposible observar el frente del "alóctono", el cual se encuentra oculto en las profundidades de la cuenca subsidente.

Sin embargo, esta hipótesis de un manto deslizado continuo se encuentra confirmada con otras observaciones :

- 1. La estructura "antiformal" de Cretácico-Eoceno de Suruchata-Akapinto no tiene prolongación meridional. En su continuación, al sur de Akapinto, se desarrolla la extensa cubeta sinclinal de Chita, rellenada por el Terciario (Fm. Potoco) (Figuras 2 y 3).

- 2. En el margen del Salar de Uyuni, en el flanco occidental del sinclinal de Chita, los estratos del Cretácico terminal-Eoceno (Fms. El Molino y Santa Lucía) afloran, plegados, escamados y echados hacia el este (Figuras 2b y 3). Esta faja plegada y vergente al este, de Cretácico-Terciario inferior, se sitúa cartográficamente (Figura 2) en la exacta continuidad meridional de los afloramientos de Oligo-Mioceno (Fm. Tambillo) del Cerro Picacho Jhachi (o Cerro Cachi de YPF). Esta disposición sugiere la existencia de una *falla transcurrente*, la cual, separando ambos afloramientos, corre transversalmente desde Akapinto hacia el oeste-suroeste. Dicha falla actúa como una *rampa lateral dextral* que transfiere la deformación y separa el flanco occidental del sinclinal de Chita, al sur, del flanco occidental de la "antiforma" de Akapinto, al norte.

3. Interpretación :

Representativa de los pliegues occidentales del área de Sevaruyo-Río Mulato, la *estructura antiformal* de Suruchata-Akapinto no puede interpretarse, únicamente, como un largo y estrecho anticlinal que deforma todo el espesor de la serie mesocenozoica y del sustrato paleozoico. No se puede aceptar, tampoco, la hipótesis de un pliegue cilíndrico con una geometría muy simple que afecta únicamente (pliegue de despegue) a un *manto continuo*, de Cretácico terminal-Terciario inferior, despegado y desplazado varios kilómetros hacia el oeste (o al oeste-suroeste).

Las observaciones realizadas a lo largo de la antiforma de Suruchata-Akapinto nos llevan a concluir que varios eventos

tectónicos se sucedieron con mecanismos distintos, resultando una geometría compleja en la cual destacamos :

- 1. La superposición, en falla inversa, del Cretácico inferior sobre las capas del Mioceno discordante del núcleo de la estructura.

- 2. Los pliegues menores, deca a hectométricos y vergentes al oeste, o recumbente en el flanco occidental de la estructura.

- 3. Las truncaduras basales del Cretácico superior - Paleógeno deformado.

- 4. La falla coaxial de la estructura, plurikilométrica y de desgarre senestral.

- 5. La falla transcurrente dextral, de Akapinto, y las fallas transversales, con papel de rampas laterales, que dividen la cobertura de Cretácico superior.

En los perfiles de la Figura 4, interpretamos el "anticlinal de Suruchata-Akapinto" como una estructura triangular tardía (*triangle zone*, Elliott, 1981; Butler, 1982) y superpuesta a una fractura profunda, posteriormente reactivada en falla senestral de desgarre. Anteriormente, probablemente durante el Mioceno, un plegamiento y un fallamiento afectaron las capas del Cretácico y del Terciario, previamente deformadas y repartidas en distintas unidades:

- a. Una *unidad inferior*, autóctona, aparece en una ventana tectónica dentro de la cual, mediante una falla inversa tardía y vergente al oeste, las areniscas, lutitas rojas y calizas del Cretácico inferior se superponen al Mioceno discordante.

A este autóctono relativo, relacionamos los afloramientos más orientales del Cretácico inferior (Figuras 2a y b), dentro de los cuales las formaciones La Puerta-Tarapaya-Miraflores (Orinoca y Anta) y la base arenosa de la Fm. Aroifilla están deformadas en una serie de pliegues y de escamas de doble volcamiento. La amplitud y la geometría de estas deformaciones difieren de las estructuras del manto de Cretácico superior (Figuras 2b y 4). Con los eventos tardíos y mediante fallas inversas, el conjunto de autóctono deformado se superpone a los estratos de Cretácico superior-Terciario del manto deslizado.

- b. Dentro de la *unidad superior*, o alóctono relativo, las capas del Cretácico superior-Terciario son transportadas hacia el suroeste durante la etapa inicial de deformación (en el Paleógeno). Deslizándose encima del Cretácico inferior mediante el plano de despegue de la Fm. Aroifilla, son deformadas en "pliegues de despegue" (*detachment folds* : Jameson, 1987) de escala hectométrica.

Después de un periodo de erosión, y durante la etapa miocena de acortamiento, el flanco oriental de la estructura Suruchata-Akapinto vuelve a deslizarse hacia el sur-oeste, mientras el flanco occidental es empujado hacia el nor-este. Se edifica así la

"estructura triangular", en el eje de la cual se encuentra pinzado el Mioceno discordante sobre una superficie de erosión (Figuras 2b, 3 y 4).

Posteriormente, con una deformación tardía en el Mioceno superior (post-Fm. Quehua), fueron involucradas, deformadas y, a veces, volcadas con vergencias en sentidos opuestos (este y oeste), todas las estructuras previas que afectaban a la cobertura de Cretácico superior-Terciario, como son los pliegues decamétricos o kilométricos echados al oeste, las fracturas transversales y los diques de lamprófiros orientados E-W o N-S. En esta deformación, el plano de despegue ha sido plegado y, en parte, reactivado, a veces con inversión del movimiento.

El Cretácico superior-Terciario del sinclinal de Chita y el flanco oriental de la estructura Surachata-Akapinto fueron empujados tardíamente hacia el oeste (post-Fm. Quehua). Y, mediante la *rampa lateral dextral* de Akapinto, el movimiento se transfirió más al oeste. En estos acontecimientos, el Cretácico terminal-Terciario, en el margen occidental del sinclinal de Chita, fué empujado hacia el este en un retrocabalgamiento, tal vez relacionado con una hipotética *estructura de expulsión vertical* (*pop-up structure*, Elliott, 1981; in McClay, 1992) (Figura 2b), en situación occidental, y en gran parte erodada actualmente, o hundida bajo el Salar de Uyuni.

En resumen, dentro de un largo proceso compresivo, la geometría en zona triangular de la estructura Surachata-Akapinto es muy tardía. Resulta de una deformación durante el Mioceno terminal que reactiva y/o deforma estructuras anteriores. Dentro de esta deformación previa, los pliegues hectométricos, echados o recumbentes, indican un leve plegamiento, vergente al oeste, que se relaciona con un desplazamiento generalizado hacia el oeste (o el suroeste) del manto de Cretácico superior-Terciario inferior. El transporte de la cobertura de Cretácico superior-Terciario y su estructuración con pliegues de despegue se realizaron mediante un *deslizamiento* encima de los yesos de la Fm. Aroifilla. Por encima del plano de despegue, la deformación de la serie fué relativamente plástica. Sin embargo, puede que algunos de los pliegues anticlinales se relacionen con pequeñas rampas de cabalgamiento ocultas, conectadas con el nivel de despegue (Figuras 4 y 5). A veces basculadas por las deformaciones posteriores, estas rampas pueden presentarse, entonces, con una geometría de falla normal (o rampa descendente).

Hacia el sur, la estructura triangular Surachata-Akapinto termina con la rampa lateral de Akapinto, tomando el relieve una estructura de expulsión vertical, más occidental. Hacia el norte, la antifirma Surachata-Akapinto continúa, con fuerte inmersión axial, en el pliegue-fallado de Kollpuma, el cual deforma el Terciario (Fm. Potoco) muy potente. Es muy posible que exista una *rampa lateral oculta* debajo de la Fm. Potoco y controle el cierre septentrional de la estructura, manifestándose al norte de Surachata con las fracturas transversales tardías que se observan en este sector.

4. Cronología y edad de la deformación :

Obviamente, la estructuración de la zona triangular Surachata-Akapinto resulta de la superposición de una serie de deformaciones que se suceden en el tiempo:

- 1. En una primera etapa, los estratos del Cretácico superior-Terciario inferior son deformados por pliegues hectométricos, vergentes hacia el oeste-suroeste. En esta deformación no están involucradas, ni las capas infrayacentes del Cretácico inferior, ni, por supuesto, las del Paleozoico. Relacionamos este hecho con la presencia del nivel de despegue de la Fm. Aroifilla (*ductile decollement*) por encima del cual los estratos del Cretácico superior-Paleógeno se deslizan y se deforman en un tren de pliegues de despegue. El transporte hacia el oeste-suroeste está controlado por rampas laterales que dividen el manto deslizado.

- 2. Posteriormente, este tren de pliegues es deformado por un anticlinal agudo, el cual es mayor (kilométrico) y afecta tanto las capas del Cretácico superior-Eoceno como la Fm. Aroifilla y el plano de deslizamiento. Las arcillas y los yesos de la Fm. Aroifilla se amontonan en el núcleo del anticlinal y los pliegues menores, anteriores, son basculados en su flanco occidental.

Este importante acortamiento actúa posteriormente al depósito del Mioceno (Fm. Tambillo), angularmente discordante luego de un período de erosión. En este proceso tardío de deformación, ambos flancos de la estructura antiformal, empujados uno hacia el otro, se superponen al núcleo erodado. La geometría en "zona triangular", así edificada, se caracteriza por : 1) La superposición de los estratos del Cretácico inferior ("autóctono relativo") al Mioceno discordante, y 2) El deslizamiento hacia el oeste del flanco oriental del anticlinal. Las capas de Cretácico superior-Terciario de este flanco, pasando por encima del núcleo erodado, chocaron con las capas verticalizadas y/o volcadas del flanco occidental empujado hacia el este.

Más al sur, y durante el mismo acontecimiento, el deslizamiento del flanco oriental se transfiere hacia el oeste mediante la *rampa lateral-dextral* de Akapinto. El volcamiento hacia el este, de la faja "El Molino-Santa Lucia-Potoco" del flanco occidental del sinclinal de Chita, puede relacionarse con una falla de retrocabalgamiento (*backthrust*) con la cual se realiza una hipotética estructura en *pop-up*.

- 3. Tardíamente, son removilizadas varias fracturas longitudinales profundas. Verticales y con un rumbo N-S a NNW-SSE, estas fallas de *desgarre senestral* cizallan las estructuras previas. Se observan tanto en la zona de fractura Surachata-Akapinto como en la falla de la Ecía. Sajsi, que corre en el flanco oeste de la estructura antiformal (Figura 2), y cuyo movimiento de cizallamiento horizontal afecta a unas andesitas tardías.

Edad de la deformación

Realizándose en varias etapas sucesivas, el proceso de deformación parece continuo, abarcando necesariamente un lapso bastante largo :

- 1. El *plegamiento tardío*, con movimientos convergentes y con estructuración en "zona triangular" y/o de *pop-up*, es posterior a una importante erosión y a la discordancia del Oligo-Mioceno (Fm. Tambillo). Sin embargo, es anterior al Mioceno superior (fms. Quehua o Chocaya) y a los derrames volcánicos de la Fm. Los Frailes (alrededor de 7 Ma).

Pero, probablemente, la mayor parte de la deformación es sinsedimentaria del Paleógeno :

- 2. La *discordancia* de la Formación Tambillo se observa en el Cerro Picacho Jhachi (Informe 1645, YPF) donde los conglomerados basales de esta unidad contienen clastos de Precámbrico, de Paleozoico y de Cretácico. Esta discordancia sitúa una deformación, un levantamiento y una erosión antes de los 22 Ma (edad del *sill* del basalto Tambillo) (K/Ar Evernden *et al.*, 1966; 1977) o 23,1 Ma (K/Ar, Hoke *et al.*, 1993), o 25,2 Ma (edad del basalto del Cerro Chiar Kkollu, al oeste de Tambo Tambillo) (K/Ar, Hoke *et al.*, 1993) ⁽¹⁾. Así, la deformación fosilizada por esta discordancia y esta erosión, puede ubicarse en el límite *Oligoceno-Mioceno inferior*.

A estos eventos relacionamos la discordancia angular observada al sur-oeste de Sevaruyo, donde un conglomerado con clastos de cuarzo y arenisca paleozoicos y de calizas cretácicas, se superpone a las capas plegadas de la Fm. Aroifilla (Figura 2a).

- 3. Previamente a esta deformación, el Cretácico superior había sido ya transportado. Los inicios del movimiento hacia el oeste no se pueden fechar directamente, pero es muy posible que se relacionen con las deformaciones sinsedimentarias del Paleoceno-Eoceno, evidenciadas en el sur del Altiplano (Marocco *et al.*, 1987). En el área de Sevaruyo, relacionamos con estas deformaciones la discordancia de la Formación Cayara (o "Tusque"), de edad paleocena.

- 4. Tentativamente, ubicamos en el Mioceno superior los *cizallamientos* sinistres tardíos : Son posteriores al plegamiento de la Formación Tambillo del Oligoceno-Mioceno inferior-medio (edades hasta 15,8 Ma), y movimientos idénticos se observan tanto en la zona de fracturas de Laurani-Eucalipto (Altiplano norte), donde afectan intrusiones con 8 Ma y 8,8 Ma (edad K/Ar, Redwood & Macintyre, 1989), como en la región de San Cristobal (Altiplano sur), donde reactivan una importante fractura, NNE-SSW que cizailla unas dacitas con una edad de 8,5 Ma. En el Altiplano sur, la Formación Chocaya (o "Quehua superior") del Mioceno superior es discordante sobre la falla de desgarre sinistral de Pululos (Barrios, 1991).

CONSECUENCIAS REGIONALES

La interpretación de la estructura de Surachata-Akapinto como una antiforma compleja, post-deslizamiento, puede aplicarse a todas las estructuras del área de Sevaruyo-Tambillo, o sea a todos los pliegues anticlinales N-S a NNW-SSE cuya característica

principal es de deformar a los estratos posteriores al Aroifilla y anteriores al Mioceno superior (Figuras 2 y 3).

1. Geometría de las estructuras de la zona Sevaruyo-Tambillo:
Si se acepta la hipótesis de un despegue y de un deslizamiento de la Formación Aroifilla, podemos imaginar que la denominada "Cuenca de Sevaruyo" corresponde a un sistema plegado mayormente vergente al oeste, dentro del cual las capas del Cretácico superior-Terciario inferior son deslizadas y deformadas en total independencia (desenganchadas) de las estructuras que afectan al sustrato, autóctono relativo, de Paleozoico y de Cretácico inferior.

La estructuración de la región de Sevaruyo-Río Mulato es complicada por la variedad de los mecanismos que actuaron sucesivamente en la zona : 1) deslizamiento y pliegues de despegue vergentes al oeste y, luego, 2) acortamiento cortical con plegamiento y movimientos de fallas inversas convergentes o divergentes.

En los diversos anticlinales del área, se observan con frecuencia estructuras (fallas inversas, capas volcadas, etc.) con vergencias de sentidos opuestos. Esta geometría puede caracterizarse, tanto como "estructura triangular" (*triangle-zone*) (ejemplo : Surachata-Akapinto) o como "estructura de expulsión vertical" (*pop-up zone*) (ejemplo : el anticlinal de Playa Verde, al este de Potoco) (Figuras 2 y 3).

Con la hipótesis de un deslizamiento hacia el oeste, del manto de Cretácico superior-Terciario, se puede explicar :

- a. Que el Cretácico inferior se observa mayormente en las zonas positivas orientales (margen occidental de la Cordillera Oriental y borde oriental del área de Sevaruyo), las cuales corresponden al dominio de procedencia de la cobertura deslizada. Se puede entender, así, que unos remanentes de las capas más inferiores del Cretácico (Fms. Condo y Kosmina) afloran en el borde oeste de la Cordillera, en discordancia sobre el Paleozoico en las vecindades de Condo y de Pacuri ⁽²⁾.

- b. Se explica también las importantes variaciones de potencia de la Fm. Aroifilla. Sus mayores espesores se localizan en los ejes de pliegues anticlinales ⁽²⁾, donde los yesos y las arcillas yesíferas de la Fm. Aroifilla se acumularon por movimiento de flujo, mientras el manto de Cretácico superior se deslizaba y se deformaba.

2. Implicaciones en el relleno sedimentario de la Cuenca:
Analizando el *relleno* de la cuenca terciaria "Potoco-Tambillo", se puede admitir que la sedimentación procede de aportes a partir

(1) - En la Cordillera, la sucesión estratigráfica completa del Cretácico inferior y superior se observa recién a unos 40 km al este (Estancia Kosmina, al noroeste, y Tambo Colorado, al sureste). Sin embargo, una discontinuidad muy marcada es notable en Tambo Colorado en donde la Fm. Aroifilla falta al tope del Cretácico inferior (Barrios & Beccar, 1988).

(2) - Es así, por ejemplo, que el espesor de la Fm. Aroifilla pasa los 2800 m en el Pozo Copaquilla 1 (Cherroni, 1977).

(1) 6 27,4 Ma. Si tomamos en cuenta la edad K/Ar de Soler *et al.* (1993).

de las zonas positivas progresivamente elevadas y erodadas. Del oriente proceden los clastos de Paleozoico y de Cretácico (Cordillera Oriental); del occidente, los de Precámbrico (Macizo de Arequipa), en un proceso dentro del cual observamos :

- a. Sólo cuando la erosión alcanza el sustrato paleozoico, los clastos de dicho material pueden aparecer en los conglomerados intercalados dentro de la serie, o sea en el Oligoceno superior (base de la Fm. Tambillo). Eso necesita que, antes de ser erosionado el Paleozoico, su cobertura mesocenoica desaparezca, en parte deslizada hacia el oeste y destapándose así el dominio oriental, por otra parte con la erosión sucesiva del Paleogeno y, luego, del Mesozoico.

Los clastos de Mesozoico, de Paleozoico y de Precámbrico, encontrados en los conglomerados Tambillo, indican que estos terrenos fueron alcanzados durante la misma etapa de erosión.

- b. Muy reducidas al este, las areniscas y las lutitas del Paleoceno-Eoceno-Oligoceno inferior (Formación Potoco) representan un potente volumen en el sector occidental de la Cuenca. Dicha Cuenca es disimétrica y es muy posible que gran parte de su relleno provenga de la erosión y de la reposición de las capas del Paleógeno previamente depositadas en el sector oriental en proceso de levantamiento progresivo.

La deformación es continua y, tal como se infiere de las observaciones en el Altiplano meridional, es sinsedimentaria del Paleoceno (Marocco *et al.*, 1987) y, luego, del Oligoceno-Mioceno inferior (Baby *et al.*, 1990). El levantamiento del dominio oriental originó el deslizamiento de la cobertura de Cretácico superior-Terciario (*collapse*), mientras se hundía y se rellenaba el sector occidental de la Cuenca. En concomitancia con la propagación del deslizamiento hacia el oeste, el dominio erosionado se ampliaba de tal modo que la erosión actuaba sobre capas del Terciario recién depositado y levantado, "canibalizándose" la Cuenca. Se puede explicar, con este proceso, la gran potencia del Cenozoico hacia el oeste, donde se resedimentaba a menudo. Mientras, se reducía al este donde, una vez despejadas las zonas positivas de su cobertura de Terciario inferior, la erosión podía alcanzar hasta el Cretácico y el Paleozoico.

CONCLUSIONES GEODINAMICAS

La gravedad es uno de los mecanismos fundamentales que ha sido considerado a menudo en los modelos de plegamientos y de cabalgamientos en relación con un deslizamiento encima de un plano de despegue. Ultimamente, en la región de Cuzco (sur del Perú), Jaillard *et al.* (1993) explican la superposición tectónica de las "Capas Rojas" del Cretácico superior-Eoceno a los estratos del Senoniano-Paleoceno mediante un deslizamiento gravitacional hacia el norte o el nor-este, durante el Paleoceno-Eoceno. Este deslizamiento está relacionado con un largo período de deformación sinsedimentaria del Cretácico superior-Paleoceno-Eoceno (Córdova, 1986).

En el sector de Sevaruyo, un deslizamiento por gravedad permite explicar una deformación de la cobertura de Cretácico superior-Paleogeno en total independencia del acortamiento en el sustrato de Paleozoico y de Cretácico inferior (Figura 7). Para realizarse, este deslizamiento necesitaba de un plano levemente inclinado, originado por un levantamiento al este y/o por un hundimiento relativo al oeste. Cuando actúan esfuerzos tectónicos horizontales contemporáneos, eventualmente con presión hidráulica elevada, la pendiente puede ser muy leve, menos de 2°.

Considerando la tectónica sinsedimentaria ya reconocida en el Altiplano septentrional y en el Altiplano meridional, se puede aceptar, también, para el Altiplano central, un largo y continuo período de acortamiento del Paleoceno al Mioceno superior. A esta tectónica compresiva, relacionamos el levantamiento progresivo de los Andes, los cuales pasan de un régimen de plataforma marina carbonatada, a fines del Cretácico, a un contexto de cuencas continentales subsidentes y de relieves erosionados durante el Terciario. A esta tectónica terciaria corresponde la edificación de las estructuras mayores como son los pliegues plurikilométricos y los grandes cabalgamientos, con los cuales las capas del Mesocenoico y del Paleozoico andinos son deformadas en conjunto.

En la Cordillera Oriental, los pliegues y los cizallamientos mayores presentan vergencias en sentidos opuestos, hacia el este o hacia el oeste. Mientras las estructuras "andinas" de la Cordillera son mayormente vergentes al oeste en las inmediaciones de Sevaruyo, hacia el este, en el sistema de fallas de Millaure-Vilcapujio (Hoja 6236 : Huari, 1963), los cabalgamientos son vergentes al este y superponen tectónicamente el Paleozoico a un Cretácico-Terciario inferior potente y completo.

Podemos imaginar, así, que el deslizamiento de la cobertura post-Aroifilla procede del dominio positivo situado entre la "Cuenca de Sevaruyo" y las fallas Millaure-Vilcapujio. Actualmente, al tope de este bloque, solo se observan unos remanentes discordantes de Cretácico inferior (Fms. Condo y Kosmina) descansando encima del Paleozoico.

Varias hipótesis pueden considerarse :

- 1. El acortamiento de la cobertura y, luego, su deslizamiento se relacionan con un importante acortamiento del sustrato Paleozoico-Cretácico inferior, el cual se manifestaría con un sistema de *cabalgamientos crustales mayores, vergentes al oeste* (Figura 7-1). En este modelo, el plano de deslizamiento puede interpretarse como una rampa descendente formando un contacto sustractivo que se conecta con una rampa ascendente dentro del Paleozoico de la Cordillera. El deslizamiento de la cobertura es mayor al acortamiento del sustrato. Una denudación en el tope del bloque superior cabalgante (*hanging wall*) se realiza progresivamente, facilitando el alcance del Paleozoico por la erosión.

- 2. La deformación se relaciona con un *cabalgamiento vergente al este*, acompañado por retrocabalgamientos (Figura 7-2). En este

modelo, la gravedad es el motor principal del despegue, y el deslizamiento ("colapso") de la cobertura post-Aroifilla se realiza al tope de un bloque superior basculado e inclinado hacia el oeste. La inclinación (o *tilting*) del bloque superior resulta de su traslado progresivo encima de una rampa ascendente hacia el este (el sistema de fallas Millaure-Incapuquio).

En ambos modelos, la rampa ascendente mayor tiene que conectarse en profundidad con un rellano superpuesto a una discontinuidad reológica. Sin embargo, en ambos casos, se mantiene el problema de la gran subsidencia registrada por los sedimentos terciarios. Ubicada al oeste del sistema de pliegues y de fallas de Sevaruyo-Río Mulato, dicha subsidencia es muy difícil de explicar con el modelo de la figura 7-2 :

En los clásicos modelos de cuencas de antepaís (Allen & Homewood, 1986; Verges & Muñoz, 1990; Specht *et al.*, 1991; Jordan & Fleming, 1991; Labaume, 1992), se admite que la inclinación y el incremento de espesor de las series son dirigidos hacia los cabalgamientos. En la "Cuenca de Sevaruyo-Tambillo", la potencia de la serie terciaria aumenta del este hacia el oeste, o sea en el mismo sentido que el transporte de la cobertura. Una sobrecarga tectónica en el margen oriental es incompatible con una subsidencia mayor al oeste de la Cuenca.

- 3. En el último modelo (Figura 7-3), consideramos la hipótesis de una Cuenca subsidente y disimétrica, desarrollada durante el Terciario en el antepaís oriental del cabalgamiento del "Macizo de Arequipa" ⁽¹⁾. La progresión hacia el este del basamento precámbrico de este bloque estaría en relación con el movimiento similar del "Macizo noraltiplánico" (Martinez *et al.*, in press). Sin embargo, la "Cuenca subsidente noraltiplánica" y la "Cuenca de Sevaruyo-Tambillo" son distintas, separadas por la zona de fallas transcurrentes de Sevaruyo-Incapuquio (F.S.I., Sempere *et al.*, 1991), y presentan características diferentes, siendo más disimétrica esta última.

En este modelo, la flexuración y el hundimiento de la Cuenca terciaria de "Potoco" y "Tambillo", resulta de la sobrecarga que produce el Precámbrico de Arequipa cabalgante sobre el margen oeste del "Bloque inferior" de Sevaruyo-Tambillo. La subsidencia está además amplificada por el basculamiento (*tilting*) que ocurre cuando este Bloque inferior se traslada encima de la rampa de Incapuquio. Un levantamiento progresivo del sector oriental de este Bloque de Sevaruyo-Tambillo se produce también en relación con la translación y el basculamiento.

El aspecto geométrico global puede ser el de un sistema de cabalgamientos crustales imbricados (*imbricate fan thrust system*) y vergentes al este, los cuales son acompañados por retrocabalgamientos de menor rechazo hacia el oeste (*back-thrust*). Este sistema de cabalgamientos con varios bloques crustales mayormente vergentes hacia el este nos parece bien representativo del Altiplano boliviano, al sur de la F.S.I.

(1) Ya en 1977, Cherroni suponía la existencia de una dorsal de Precámbrico como límite occidental de la Cuenca cretácica de Sevaruyo.

Es muy posible que, desde el Paleoceno a fines del Mioceno, el acortamiento andino actuaba progresivamente sobre una plataforma ya bien estructurada por fracturas de diversas dirección y extensión, las cuales delimitaban un mosaico de bloques de distinto tamaño. Esta estructuración previa ejerce un importante control de la deformación, resultando una dinámica y una geometría complejas. Con el tiempo, una gran variación espacial de la deformación juega un papel fundamental tanto en la repartición de estadios de la deformación progresiva, como en la repartición y en la evolución de las distintas cuencas sintectónicas terciarias.

Agradecimientos : Se agradece al Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL) y al Instituto Francés de Investigaciones Científicas para el Desarrollo en Cooperación (ORSTOM) que facilitaron este trabajo.

REFERENCIAS

- ALLEN, P. A. & P.HOMEWOOD, 1986. *Foreland basins*. Sp. Publ. 8, I.A.S., edit. Blackwell Scientific publ., Oxford.
- BABY, P., T.SEMPERE, J.OLLER, L.BARRIOS, G.HERAIL & R.MAROCCO, 1990. Un bassin en compression d'âge oligo-miocène dans le sud de l'Altiplano bolivien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 311 : 341-347.
- BAKER, M.C.W. & P.W.FRANCIS, 1978. Upper Cenozoic volcanism in the central Andes. *Jour.Volcan. Geotherm. Research*, 11 : 293-315.
- BARRIOS, L. & G.BECCAR, 1988. Estratigrafía de detalle del área Altiplano y Cordillera Oriental. *Informe inédito*, Y.P.F.B.
- BUTLER, R.W.H., 1982. The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4, 3 : 239-245.
- CHERRONI, C., 1977. El sistema cretácico en la parte boliviana de la cuenca cretácica andina. *Revista Técnica de YPFB*, 6 (1-2) : 5-46, La Paz.
- CORDOVA, E., 1986. Un bassin intramontagneux andin péruvien : Les Couches Rouges du bassin de Cuzco (Maastrichtien-Paleocène). Tesis Univ. Pau.
- DENAGEO, 1962. Hojas geológicas 1/100 000: 6134 (Jay Jay), 6135 (Tambillo), 6136 (Pampa Aullagas), 6234 (Río Mulatos), 6235 (Sevaruyo), 6236 (Huari). La Paz. *Departamento Nacional de Geología*.
- ELLIOTT, D., 1981. The strength of rocks in thrust sheets. *Eos* 62, 397.
- EVERNDEN, J.F., S.J.KRIZ & C.CHERRONI, 1966. Correlaciones de la formaciones terciarias de la Cuenca Altiplánica a base de edades absolutas determinadas por el método potasio-argon. , Hoja inf. 1, La Paz, *Servicio Geológico de Bolivia*.
- EVERNDEN, J.F., S.J.KRIZ & C.CHERRONI, 1977. Potassium-Argon Ages of Some Bolivian Rocks. *Economic Geology*, 72 : 1042-1061.
- HOFFSTETTER, R., 1977. Un gisement de Mammifères miocènes à Quebrada Honda (Sud Bolivien). *C.R. Acad. Sc.Paris*, 284, D : 1517-1520.

- HOKE, L., S.LAMB & J.ENTENMANN, 1993.** Volcanic rocks from the Bolivian Altiplano: Insights into crustal structure, contamination, and magma genesis: Comment and Reply. *Geology* : 1147-1148.
- JAILLARD, E., V.CARLOTTO, J.CARDENAS, R.CHAVEZ & W.GIL, 1993.** La "Nappe des Couches Rouges" de Cuzco (Sud du Pérou) : mise en évidence stratigraphique, interprétations tectoniques et paléogéographiques. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 316, II : 379-386.
- JAMISON, W. R., 1987.** Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *J.Struct. Geol.*, 9 : 207-219.
- JORDAN, T.E. & P.B.FLEMING, 1991.** Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation and unsteatedy tectonism: a theoretical evaluation. *J.Geophys.Res.*, 96 (B) : 6681-6699.
- KRIZ, S.J. & C.CHERRONI, 1966.** Diagramas correlativos de las formaciones cretácicas del sudoeste de Bolivia. *Servicio Geológico Bolivia*, Hoja inf. 2, La Paz.
- LABAUME, P., 1992.** Evolution tectonique et sédimentaire des fronts de chaîne sous-marins. Exemple des Apennins du Nord, des Alpes françaises et de Sicile. *Tesis, Univ. Montpellier II*.
- LOHMANN, H.H. & L.BRANISA, 1962.** Estratigrafía y paleontología del Grupo Puca en el sinclinal de Miraflores, Potosí. *Petr.Boliv.*, 4, (2) : 9-16, La Paz, *Petróleo Boliviano*.
- MAROCCO, R., T.SEMPERE, M.CIRBIAN & J.OLLER, 1987.** Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes centrales. *C.R.Ac.Sci.*, II, 304 : 1139-1143, Paris.
- MARTINEZ, C., 1980.** Structure et évolution de la chaîne hercynienne et de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *Trav. et Doc. ORSTOM*, 119, 352, Paris.
- MARTINEZ, C., C.DORBATH & A.LAVENU, s.p.** La Cuenca subsidente noraltiplánica y sus relaciones con una subducción-transcurrente continental. *Revista Técnica de YPF* (en prensa).
- MCCLAY, K.R., 1992.** *Glossary of thrust tectonics terms.* (in: Thrust Tectonics, McClay edit, Londres).
- REDWOOD, S.D. & R.M.MACINTYRE, 1989.** K/Ar dating of Miocene magmatism and related epithermal mineralization of the northeastern Altiplano of Bolivia. *Economic Geology*, 84 : 618-630.
- SEMPERE, T., G.HERAIL, J.OLLER, P.BABY, L.BARRIOS & R.MAROCCO, 1990.** The Altiplano: a province of intermontane foreland basins related to crustal shortening in the Bolivian orocline area. *Intern. Symp. Andean Geodyn.* Grenoble : 167-170.
- SPEECHT, M., J.DERAMOND & P.SOUQUET, 1991.** Relations tectonique-sédimentation dans les bassins d'avant-pays : utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la déformation. *Bull. Soc. Géol. France*, 162 (3) : 553-562.
- SOLER, P., G.CARLIER, M.G.BONHOMME & M.FORNARI, 1993.** Field observations and K/Ar dating of the Cerro Chiar Kkollu (Southern Altiplano, Bolivia). *2d ISAG, Oxford (UK)*, 21-23/09/1993 : 443-446.
- VARGAS AGUILAR, W., 1965.** Geología de la region de Chita. *Tesis Fac. Ciencias Geol., UMSA*, La Paz.
- VERGES, J. & J.A.MUÑOZ, 1990.** Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull.Soc.Géol.France*, (8), 6 : 265-271.