

RASGOS MORFOESTRUCTURALES DE LA LLANURA AMAZÓNICA DEL PERÚ: EFECTO DE LA NEOTECTÓNICA SOBRE LOS CAMBIOS FLUVIALES Y LA DELIMITACIÓN DE LAS PROVINCIAS MORFOLÓGICAS

Jean-François Dumont*

Resumen

Se presentan las regiones de la Amazonia peruana en relación con la tectónica reciente andina y con la respuesta del drenaje fluvial. Las principales provincias morfoestructurales son: el piedemonte o Zona Subandina (antepaís) que está bordeado hacia el este por grandes depresiones (antefosa) en el noreste (Cuenca del Marañón) y el sureste (Madre de Dios) del Perú, y el Cratón Brasileño (Geoanticlinal de Iquitos) más al este. Estructuralmente, la Zona Subandina comprende 2 subzonas: la faja escurrida y plegada subandina (Subandean thrust and fold belt, STFB), que aflora principalmente en el piedemonte superior y la Zona subandina de bloques basculados (Subandean tilted block zone, STBZ).

Los principales ríos que atraviesan la STFB son antecedentes o sobreimpuestos, pero el drenaje secundario es conforme a las estructuras (subsecuente). En la STBZ las cuencas fluviales están canalizadas paralelamente al grano estructural. La Cuenca del Marañón comprende, al norte, una depresión a lo largo del río Pastaza, y al sur, la gran depresión de Ucayali con extensas llanuras de inundación y lagos controlados tectónicamente. Hacia el este, el Geoanticlinal de Iquitos representa una estructura epirogénica positiva en el borde occidental del cratón sudamericano.

Los ríos con fuerte dinámica fluvial (Marañón, Ucayali y Tapiche) tienen aguas blancas (limosas) provenientes de los Andes. Las áreas interfluviales son drenadas por ríos pequeños de aguas negras (con ácidos orgánicos), como el Pacaya y el Samiria. El patrón subadaptado de estos ríos de aguas negras se interpreta por la presencia anterior de cursos de aguas blancas en estas partes. La posición que ocupan los ríos subadaptados de aguas negras en la Depresión Ucayali sugiere una migración del Marañón hacia el Norte (50km) y del Ucayali hacia el Sureste (100km) durante la época reciente, probablemente el Holoceno.

Se describe los grandes pantanos y lagos de la Depresión Ucayali, y se discute sus relaciones con el patrón estructural del basamento.

Se discuten varios ejemplos de campo característicos y se intenta definir el efecto relativo de las deformaciones neotectónicas sobre el drenaje fluvial y las actuales morfoestructuras.

Palabras claves: Perú, subandino, red fluvial, neotectónica, subsidencia, epigenia, lagos orientados.

* ORSTOM, C.P. 9214, La Paz, Bolivia.

ORSTOM : Instituto Francés de Investigación Científico por el Desarrollo en Cooperación.

IGP : Instituto Geofísico del Perú.

IIAP : Instituto de Investigación de la Amazonia Peruana.

27 MARS 1995

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire
N° : 41496 ex 1
Cote : B

CARACTÈRES MORPHOSTRUCTURAUX DE LA PLAINE AMAZONIENNE DU PÉROU : EFFET DE LA NÉOTECTONIQUE SUR LES CHANGEMENTS DES COURS FLUVIAUX ET SUR LA DÉLIMITATION DES PROVINCES MORPHOLOGIQUES

Résumé

Différents secteurs de l'Amazonie péruvienne sont présentés en relation avec la néotectonique andine et la réaction du drainage fluvial. Les principales provinces morphostructurales sont : le piémont ou zone subandine, bordé vers l'Est par les bassins d'avant-pays, bassin du Marañón au nord-est et bassin de Madre de Dios au sud-est. À l'Est du bassin du Marañón, le craton brésilien apparaît dans le géanticlinal d'Iquitos. La zone subandine comprend deux sous-zones structurales : une bande relativement continue de terrains plissés et chevauchants (STFB), et une zone de blocks basculés (STBZ) au niveau du Pérou central uniquement, à l'Est de la STFB.

Les grandes rivières qui traversent la STFB sont épigéniques (antécédentes ou surimposées), alors que le drainage secondaire est subséquent. Dans la STBZ les grandes rivières sont canalisées parallèlement aux directions structurales, généralement des failles. Le bassin du Marañón comprend deux dépressions : l'une au nord le long de la rivière Pastaza, l'autre au sud, nommée dépression Ucamara, est une vaste plaine d'inondation avec des lacs limités structuralement. À l'Est, le géanticlinal d'Iquitos représente une structure épigénique positive en bordure occidentale du craton sud-américain.

Les larges rivières présentant des cours instables (Marañón, Ucayali et Tapiche) charrient des eaux blanches (silteuses) issues des Andes, alors que la plaine amazonienne est drainée par de petites rivières peu mobiles, aux eaux noires (acides organiques). Ces rivières d'eaux noires (Samiria, Pacaya) sont sous-adaptées, et sont interprétées comme des cours abandonnés de l'Ucayali et du Marañón. Leurs positions suggèrent des sauts successifs des cours du Marañón et de l'Ucayali respectivement vers le nord (50km) et vers le sud-est (100km) durant une période récente, probablement limitée à l'Holocène. L'environnement géodynamique de la dépression Ucamara suggère une relation étroite entre les sauts successifs et de direction constante des lits fluviaux et l'activité néotectonique.

Les trois grandes zones de lacs et marécages de la dépression Ucamara, Concordia, Puinahua et Punga, sont présentées et leurs caractéristiques discutées en relation avec les structures du fond du bassin (failles et plis).

Les données néotectoniques et sismotectoniques des régions environnantes sont comparées aux données morphostructurales, et discutées en terme d'évolution tectonique quaternaire.

Mots clés : Pérou, subandin, réseau fluvial, néotectonique, subsidence, épigénie, lacs orientés.

MORPHOSTRUCTURAL TRENDS OF THE AMAZONIAN REGIONS OF PERU: THE EFFECT OF NEOTECTONICS ON FLUVIAL CHANGES AND UPLAND WETLAND BOUNDARIES

Abstract

The Amazonian regions of Peru are discussed within the context of current knowledge on recent Andean tectonics and their impact on river drainage. The main morphostructural provinces are the foothills or Subandean Zone which are bordered on the east by large depressions in the Marañón Basin of northeastern Peru, the Madre de Dios region of southern Peru and further to the east the Brazilian craton (Iquitos Geanticline). The structural framework of the Subandean Zone consists of the Subandean Thrust and Fold Belt (STFB) West which crops out mostly in the Upper Foothills, and the Subandean Tilted Block Zone (STBZ) East which is concentrated mainly in the Lower Foothills.

The main rivers which cross the STFB are antecedent or superimposed, but the secondary drainage channels conform to these structures and are subsequent. The STBZ river basins run parallel to the structural contour. The Marañón basin comprises a northern depression along the Pastaza River, and to the south is the large Ucamara depression with its extended floodplains and structurally controlled lakes. To the east, the Iquitos geanticline represents a positively epirogenic structure on the western border of the South American craton.

The rivers showing active meander belts (Marañón, Ucayali and Tapiche) are drained by white (silty) water from the Andes. Watersheds are drained by stable black water (from organic acids) streams with underfit patterns like the Samiria and Pacaya rivers. The underfit pattern is interpreted as the

abandonment of formerly active large streams of white water. The position in the depression of the black water streams suggests successive shiftings of the Marañón and Ucayali rivers respectively northward (50km) and southeastward (100km) during the recent time, probably the Holocene. The geodynamical environment of the Ucamara depression suggests a close relation between the recent tectonic activity and the successive shifting of the Marañón and Ucayali rivers.

The three large areas of swamp and lakes are presented: the Concordia, Puinahua and the Punga lakes. Their features are discussed in relation to deep faults and fold belts in the basement.

Neotectonic data as well as data from earthquake focal mechanisms are compared to the present morphostructural scheme of the area, and discussed in term of quaternary tectonic evolution.

Key words: Peru, Subandes, fluvial network, neotectonics, subsidence, epigeny, oriented lakes.

INTRODUCCIÓN

La cuenca de drenaje que alimenta el curso superior del río Amazonas (río Ucayali y Marañón) se extiende desde el sur del Ecuador hasta cerca del sur del Lago Titicaca, sobre unos 14° de latitud (Fig. 1); ésta es la más amplia cuenca de piedemonte de los Andes. Ella también es muy asimétrica, con un exutorio en la esquina noreste de la cuenca de drenaje, luego que el suministro de aguas fue previamente colectado en una amplia cuenca subsidente: la Cuenca del Marañón, en el noreste del Perú. En el borde oriental de la Cuenca del Marañón, el río Amazonas es ya uno de los ríos más grandes de la tierra, el segundo del mundo en caudal, a unos 3,600 km del Océano Atlántico. Estas dos características de la cuenca de drenaje del Marañón - extensión y asimetría - son el resultado de la actividad tectónica andina del Terciario Superior y Cuaternario.

Aún estamos lejos de conocer en detalle la geología de la Baja Amazonia del Perú. Los primeros estudios de base fueron realizados para la exploración petrolera, de ello se han publicado algunas síntesis (Kummel, 1948; Rüegg & Fyfe, 1950; Rüegg, 1952; Koch, 1959a; Sanz, 1974; Laurent & Pardo, 1975; Laurent, 1985; Pardo, 1982). No obstante, algunas áreas importantes como la Sierra de Moa y el Arco de Fitzcarrald, que constituyen importantes rasgos morfoestructurales, son muy poco conocidas. Los estudios neotectónicos en la cuenca amazónica no son nuevos, tratando los primeros de las relaciones descriptivas entre el drenaje fluvial y el grano estructural (Sternberg, 1950; 1955; 1957).

Entre 1985 y 1990, se han realizado investigaciones basadas en métodos cuantitativos desarrollados más recientemente, desde los años 70, en el marco de convenios de cooperación científica ORSTOM-IGP y ORSTOM-IIAP (1). Se han colectado nuevos datos del piedemonte superior (Selva Alta, Ceja de Selva) así como en la Baja Amazonia, especialmente en la cuenca Ucayali-Marañón. El objetivo de este artículo es presentar una síntesis de estos datos, especialmente los de la Baja Amazonia, que es la zona menos conocida. Está enfocado hacia la identificación de las principales provincias morfoestructurales heredadas de la evolución tectónica desde el Terciario Superior del piedemonte andino. En estas áreas recientemente levantadas, el estilo estructural está íntimamente relacionado con el emplazamiento de los valles fluviales en las zonas de colinas, y las morfologías fluviales en las llanuras de inundación. En esta nota, emplearemos estas relaciones como una clave para presentar -y comprender- las marcadas diferencias entre las distintas provincias morfoestructurales de la Baja Amazonia del Perú.

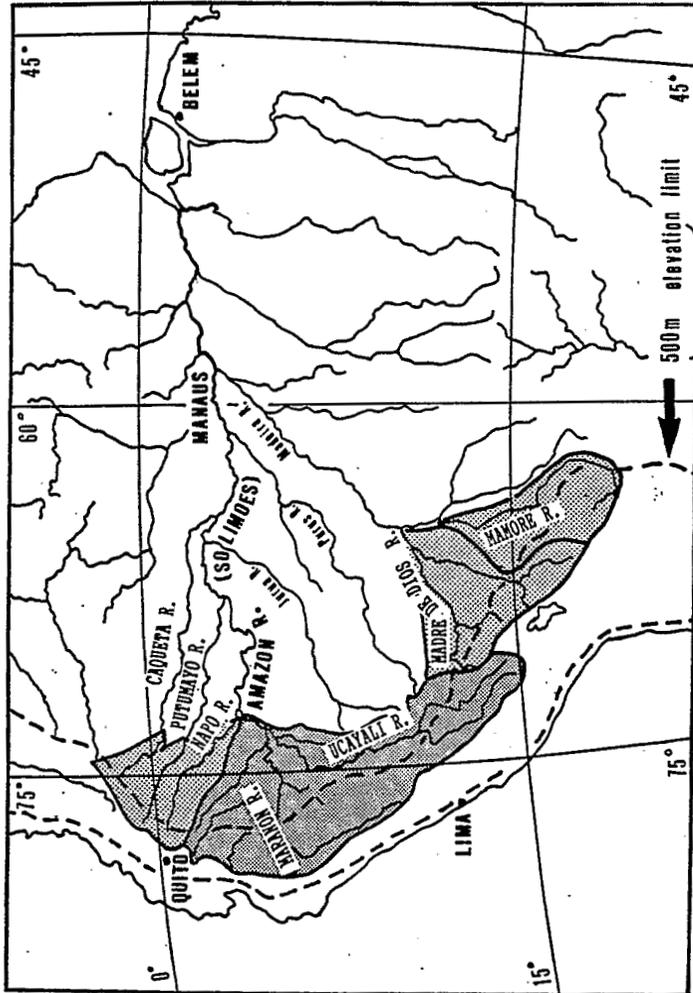


Fig. 1. Esquema comparativo de las cuencas de drenaje en el piedemonte amazónico de los Andes del Perú, zona sur de Ecuador y norte de Bolivia. En gris, la cuenca del río Marañón. Las otras cuencas están delimitadas por el trazo punteado.

CONTEXTO GEOGRÁFICO

La región amazónica del Perú incluye el Piedemonte Superior, a lo largo del borde oriental andino, entre 300 y 2000 m de altitud (zona llamada Montaña en los primeros estudios y reportes de viajes), y la Baja Amazonia hacia el Brasil, por debajo de los 300 m. La Baja Amazonia, ó llanura amazónica, comprende en realidad varias provincias morfológicas. Las primeras investigaciones geográficas, hechas en esta región para proyectos ruterios y ferroviarios (Bowman, 1938) y por la «Junta Fluvial» sobre los ríos (Stiglish, 1907; Faura, 1964) describieron los diferentes paisajes, terrenos y patrones fluviales de la región.

Al norte y al sur del Perú existen extensas depresiones, caracterizadas por morfologías fluviales inundadas en épocas de crecientes: respectivamente, las depresiones de la Cuenca Marañón al noreste, la más importante, y de Madre de Dios al sureste. Al contrario, la Baja Amazonia del Perú central tiene una morfología relativamente rugosa; fajas fluviales encajonadas en morfología de colinas escalonadas e interfluvios hasta 300 m encima de sus llanuras de inundación (Sierras de Contaya, Moa, Fitzcarrald). Los ríos alóctonos, que discurren desde los Andes, cruzan el piedemonte hacia la Baja Amazonia a través de estrechos cañones llamados «pongos». Todos los ríos (Pastaza, Marañón, Huallaga, Tigre y Ucayali) convergen y se unen en la Cuenca del Marañón, dando lugar al río Amazonas en el borde oriental de la cuenca, justo antes de cruzar las alturas de la región de Iquitos. Las alturas de Iquitos están a solo algunas decenas de metros encima de la llanura de inundación de la Cuenca del Marañón, superpuestas a una importante unidad estructural, el geoanticlinal (o arco) de Iquitos.

MARCO GEOLÓGICO

Según Rüegg (1952), la Zona Subandina (Fig. 2) incluye las áreas sometidas a la tectónica del Terciario Superior y del Cuaternario, entre la Cordillera Oriental al oeste y el Cratón Brasileño al este. Los depósitos sedimentarios de la Zona Subandina representan la parte occidental de la antifosa cenozoica, rellena principalmente por sedimentos detríticos continentales, con dos intercalaciones marinas durante el Coniaciano y el Oligoceno (Steinmann, 1930; Kummel, 1948; Sanz, 1974; Mégard, 1978). Mientras que la parte occidental de esta antifosa fue levantada como resultado de la tectónica terciaria (post-Eoceno y ante-Mioceno) dando lugar a las actuales colinas subandinas, la parte oriental continuó subsidiendo hasta el Mioceno superior. Esa fase tectónica del Mioceno superior generó la Faja Subandina Escurrída y Plegada (Subandean Thrust and Fold Belt, STFB), (Ham & Herrera, 1963; Pardo, 1982; Mégard, 1984) que se extiende a todo lo largo de las colinas altas de la Ceja de Selva. Los cabalgamientos mayores de la faja tectónica reproducen límites morfológicos importantes (Ham & Herrera, 1963; Pardo, 1982; Dumont & Arana, 1987).

La región de la Cuenca Ucayali (colinas bajas del Perú central) fue finalmente incorporada a la cadena andina durante el Plioceno y el Cuaternario antiguo. Pero el estilo tectónico es muy diferente al de las colinas altas, caracterizado mayormente por bloques basculados y fallas profundas con amplios pliegues asociados, y nombrada por eso Zona

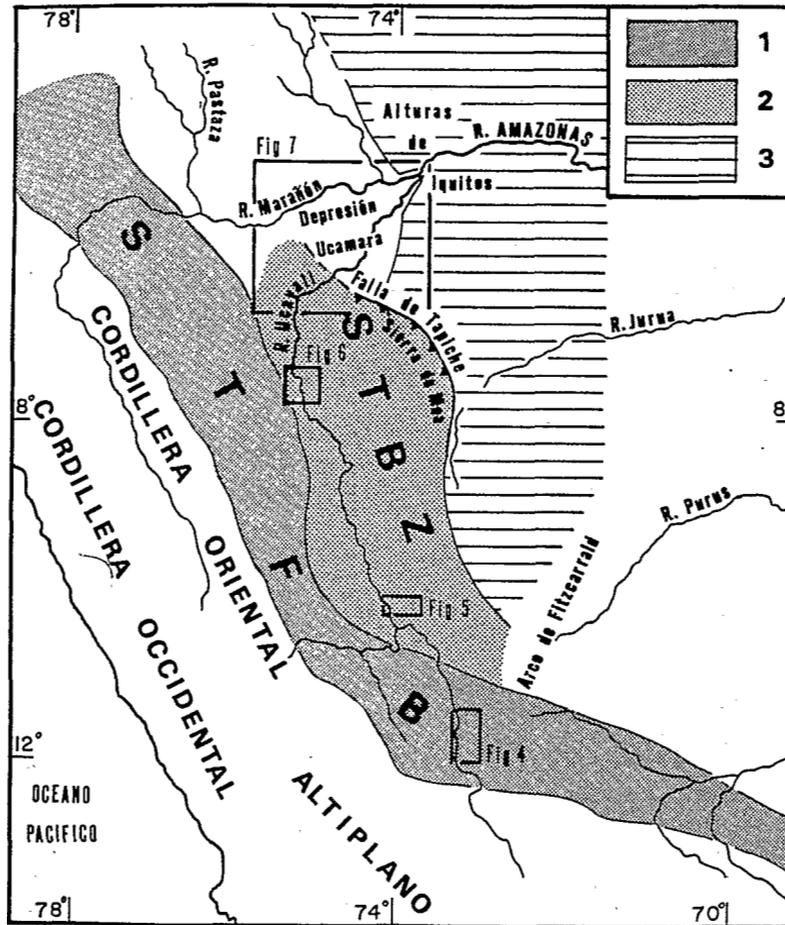


Fig. 2 - Esquema morfoestructural del Oriente peruano.

1: Faja subandina escurrada y plegada (STFB). 2: Zona subandina de bloques basculados (STBZ).
3: Alturas de Iquitos.

Subandina de Bloques Basculados (Subandean Tilted Block Zone, STBZ; Dumont, 1989a). La STBZ se extiende hacia el este hasta la Sierra de Moa, que forma la principal divisoria de drenaje entre la cuenca del Ucayali central y superior y la cuenca amazónica del Acre en Brasil. Es importante recalcar que el límite entre las STFB y STBZ corresponde principalmente al límite entre las colinas altas y las colinas bajas, con dos excepciones: los altos del Gran Pajonal y de Shira son parte de las colinas altas pero pertenecen a la zona de bloques (STBZ), y el área de colinas bajas de Camisea tiene una tectónica de pliegues típica de la STFB (Fig. 2).

La STBZ está limitada al este y al norte por la Falla de Tapiche, que corre a lo largo del borde nororiental de la Sierra de Moa (Mégard, 1984), y conocida más al sureste como Falla de Batra (Vernet & Xavier, 1990); el límite suroriental es el Arco de Fitzcarrald, una estructura plegada y fallada de dirección NE-SW probablemente heredada de las estructuras paleozoicas (Oppenheim, 1975). Los movimientos de basculamiento ocurrieron a lo largo de profundas fallas, y las rocas paleozoicas afloran a lo largo de algunas fallas así como en las estructuras dómicas (Kummel, 1948; Martin & Paredes, 1977). Un magmatismo Plioceno hipercalco (Steward, 1971) resultó probablemente de la tectónica de fallas profundas, y el área quedó caracterizada por un flujo geotérmico anormalmente alto, expresado por fuentes termales. El patrón estructural de la STBZ puede ser comparado con aquel de las Sierras Pampeanas del noreste argentino (Jordan *et al.*, 1983). Así como las Sierras Pampeanas, la STBZ está situada encima de un segmento de subducción horizontal, aunque las relaciones geodinámicas entre las estructuras superficiales y la geometría del segmento horizontal no sean claras.

La Cuenca del Marañón (Fig. 3) empezó a subsidir en el Cretáceo Inferior, acumulándose hasta 5,000 m de sedimentos postjurásicos en la parte central de la cuenca (Sanz, 1974). La subsidencia de la cuenca fue acompañada por tendencias positivas en el Geoanticlinal de Iquitos. Durante el Terciario Superior, la subsidencia se aceleró en toda el área y los sedimentos mio pliocenos se extendieron sobre el geoanticlinal (formación Pebas). Durante el Mesozoico y el Cenozoico, la cuenca de antifosa andina fue mucho más extensa que ahora, tanto longitudinalmente a la cadena andina como transversalmente sobre el actual piedemonte. La cuenca se redujo a su extensión actual como consecuencia de la tectónica del Terciario Superior y Cuaternario Inferior (Pardo, 1982; Mégard, 1984; Dumont, 1989b). Durante estas fases tectónicas, la mayoría de fallas hercínicas se reactivaron, principalmente con movimientos inversos (Laurent & Pardo, 1975; Laurent, 1985).

La actual depresión es arqueada, con rumbo aproximado N-S en la parte norte de la Cuenca del Marañón, a lo largo del río Pastaza, y girando al sureste hacia la Cuenca de Acre en la parte sur. Esta parte meridional es una extensa zona inundable llamada la Depresión Ucayama (de Ucayali y Marañón, ríos que se cruzan en el área) por Villarejo (1988).

El margen occidental del Cratón Brasileño aparece en el Geoanticlinal de Iquitos (también llamado Arco de Iquitos), una muy amplia estructura de dirección NNW-SSE y suave buzamiento (Fernandes, 1962). Los depósitos del Cretáceo Superior y del Terciario sobreyacen discordantemente el basamento cristalino del Geoanticlinal de Iquitos, adelgazándose desde 2,000 m en el borde cuenca-cratón (área del río Tigre) hasta menos de 1,000 m en la zona axial del geoanticlinal (Sanz, 1974).

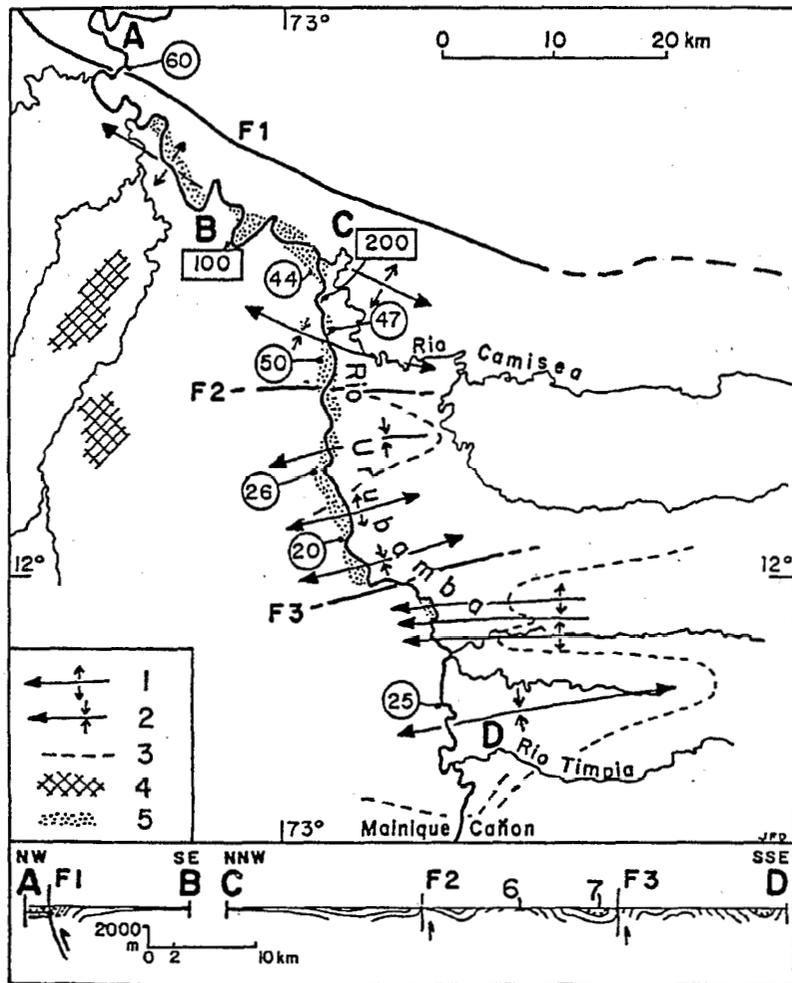


Fig. 4 - Croquis estructural de la región del bajo Urubamba. 1: anticlinal. 2: sinclinal. 3: líneas estructurales de los flancos de pliegues. 4: remanentes de una antigua peniplanicie. 5: llanura de inundación. 6: Capas Rojas terciarias. 7: conglomerados miocenos. Los números en círculos indican la elevación, en metros, de la más alta terraza cuaternaria sobre la llanura de inundación. Los números en rectángulos indican la altura de la topografía de las orillas.

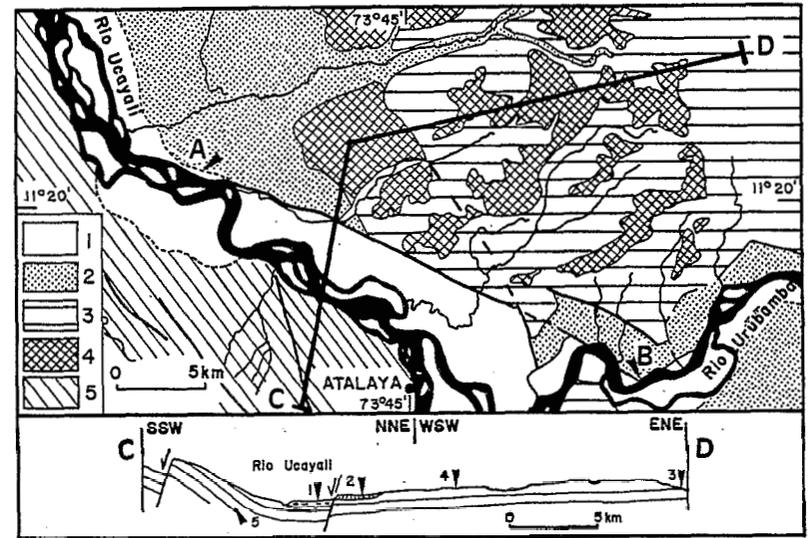


Fig. 5 - Esquema morfoestructural de la región de Atalaya. 1: Llanura de inundación. 2: Terrazas fluviales cuaternarias (edades Radiocarbono en A: 13,585 [+480,-460] años B.P., y en B: 8,520 [+440,-420] años B.P.). 3: Morfología erosional sobre los depósitos de Capas Rojas (Terciario Superior). 4: Peniplanicie buzando al oeste. 5: Alto de Shira (basamento mesozoico). Los mismos números son usados en la sección.

El drenaje secundario autóctono resulta del levantamiento tectónico del Terciario Superior, y sigue las direcciones estructurales. Los tributarios del río Urubamba fluyen hacia el este y aquellos del río Madre de Dios lo hacen hacia el oeste a lo largo de las estructuras plegadas. El Arco de Fitzcarrald, que cruza en ángulo recto a la faja de pliegues de Camisea, constituye una divisoria de drenaje entre las dos cuencas (Oppenheim, 1975).

Región de Atalaya

Esta región (Fig. 5) pertenece a la STBZ. De acuerdo con los datos de reflexión sísmica, la transgresión cretácica sobreyace discordantemente a un basamento Paleozoico suavemente buzante hacia el suroeste. La potencia de los depósitos cenozoicos aumenta de NE a SW, pero nunca supera los 2,000 m. Las Capas Rojas superiores, de edad miocena, afloran solamente en la parte oriental a lo largo de los ríos Mishagua y Camisea, tributarios del Ucayali y Urubamba respectivamente (Buffeteau & Hoffstetter, 1977). En la cobertura cenozoica existen escasos cabalgamientos, que se consideran como fallas normales paleozoicas reactivadas como fallas inversas (Paredes, datos inéditos).

La observación de imágenes SLAR revela una extensa superficie morfológica en el lado este del río Ucayali. Se interpreta como una superficie de erosión, por que la parte occidental y más baja de dicha superficie recorta discordantemente a las Capas Rojas. Una

estimación, hecha a partir de medidas altimétricas relativas, muestra que la superficie se inclina al oeste con una pendiente máxima de 1%. La terraza escalonada más alta es también posterior al desarrollo de la superficie. Esta terraza se ubica 30 m encima del nivel del río Ucayali y está formada por un conglomerado fuertemente alterado, caracterizado por cantos graníticos y cuarcíticos completamente descompuestos. Un patrón de alteración similar se ha encontrado en las altas terrazas del Cuaternario antiguo en el piedemonte superior en La Merced y Mazamari (Dollfus, 1965; Dumont & Arana, 1987). Su edad es seguramente más antigua que el Pleistoceno superior, ya que ninguna de las terrazas halladas en las regiones amazónicas y datadas a menos de 40,000 B.P. muestra tal patrón de alteración (Campbell & Frailey, 1984; Dumont *et al.*, 1988).

Una escarpa de dirección N110°E limita la superficie de la llanura de inundación del río Ucayali (Fig. 5). Del NW al SE la altura de la escarpa aumenta y la superficie se eleva. La escarpa que limita, en forma rectilínea, las Capas Rojas y las terrazas escalonadas de la llanura de inundación se interpreta como una falla. Hacia el suroeste, la línea de escarpa limita una alta terraza fluvial para la cual se han obtenido edades de 8,520 (+440, -420) B.P. (Dumont *et al.*, 1989b). Estrías mecánicas sobre varios cantos sugieren un fallamiento normal. Hacia el sur del río Urubamba, la dirección de la falla cambia a NW-SE, tal como fue mapeada por Martin & Paredes (1977).

Un estilo neotectónico muy similar al de la zona de Atalaya ha sido descrito previamente más al norte, en la cuenca del Pachitea, por Lecarpentier & Motti (1967). Dentro de la zona que corresponde a la STBZ, la red hidrográfica sigue sinuosidades complejas ligadas a las estructuras, y numerosos ángulos rectos de los cursos fluviales corresponden a la intersección de fallas ortogonales. Los autores relacionan la repartición espacial del drenaje al levantamiento de bloques aproximadamente cuadrangulares. Una sucesión de rápidos generalmente ubicados en los codos bruscos, valles secundarios suspendidos y el escalonamiento de las terrazas, sugieren una surrección reciente o subactual por bloques desigualmente levantados.

Región de Contaya

Localizada en la parte norte de la zona subandina del Perú central, esta región (Fig. 6) ha sido estudiada por Koch (1959a, 1959b), quien, aprovechando la exploración petrolera, realizó un control topográfico de las terrazas cuaternarias escalonadas y del patrón geomorfológico. Koch hizo un estudio cuidadoso de lo que Kummel (1948) llamó la «Peniplanicie Ucayali», una superficie paleotopográfica presente en ambas márgenes del valle del Ucayali con una pendiente hacia el río. La Peniplanicie Ucayali es posterior a la tectónica de plegamiento del Terciario Superior. Los depósitos sedimentarios más antiguos que cubren la peniplanicie son arcillas gris-azules y lechos de turba (probablemente correlacionables con la formación Pebas) que Koch consideró de edad pliocena.

La Peniplanicie Ucayali ha sido levantada durante el Cuaternario, tal como lo sugieren las terrazas fluviales escalonadas. También, ella ha sido probablemente basculada, como lo muestra el aumento de la altura diferencial entre las terrazas respectivamente escalonadas, a lo largo de un perfil que va de los piedemontes en el oeste hasta el río Ucayali en el este (Cuadros 1 y 2, *in* Koch, 1959b). Los ríos mayores están sobreimpuestos al basamento plegado. Koch (1959b) mencionó el caso del anticlinal de Cashiboya que tiene una

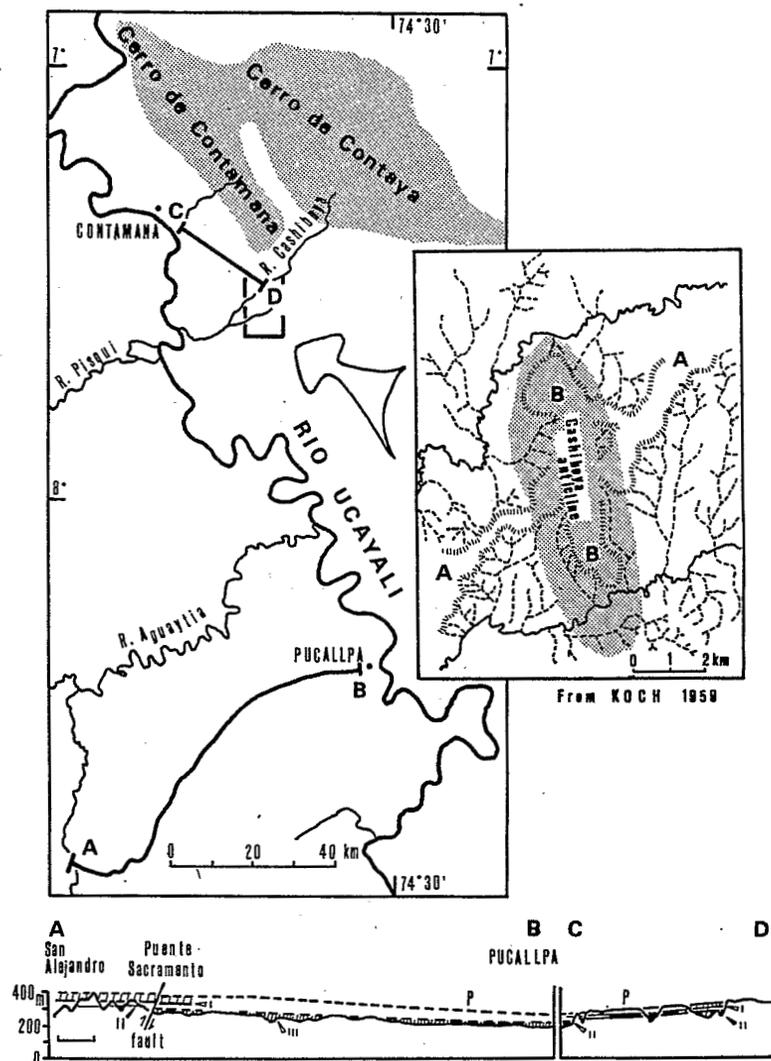


Fig. 6 - Localización de los estudios de Koch en la región de Contaya. AB y CD son las secciones mostradas en la parte inferior de la figura. El segmento AB está a lo largo de la carretera Tingo María-Pucallpa. Según Koch (1959). Abajo: secciones topográficas a través del Ucayali. P: Peniplanicie pleistocena. I, II y III: Terrazas cuaternarias escalonadas. Según Koch (1959).

La mayoría de los depósitos de los bancos está conformada por limos y arenas muy finas. Los depósitos de arena gruesa, muestreados en el canal principal a profundidades de 15 a 18 m, o en las puntas corriente arriba de los depósitos de barra, alcanzan tamaños de 5 mm.

Existen muy pocos datos topográficos disponibles en esta área, y además son relativamente imprecisos. A partir de las elevaciones (Ministerio de Guerra, 1984) de Iquitos (105 m, location en la Fig. 3), Nauta (111 m) y Requena (114 m), la gradiente de los ríos Marañón y Ucayali al cruzar las alturas de Iquitos se estima en unos 0.06 m/km. Hacia la Cuenca del Marañón, una gradiente similar es hallada entre Requena y Contamana (134 m) a lo largo del río Ucayali, y una gradiente mayor, de 0.2 m/km entre Nauta y Yurimaguas (182 m) sobre el río Huallaga. Estas dos secciones, y especialmente la última, incluyen una parte del Piedemonte subandino, lo que probablemente lleva a una sobrestimación de la gradiente a través de la depresión. Datos de Stiglich (1904) muestran una gradiente de 0.04 m/km entre Mangua (nombre actual: Carolina) y Requena a lo largo del Ucayali, a través de la depresión de Ucamara. Aguas más abajo, de Iquitos hacia el mar, el río Amazonas tiene una pendiente media de 0.03 m/km; el mismo valor es mencionado por Baker (1978) entre Manaus y el mar.

LA DEPRESIÓN UCAMARA

La Depresión Ucamara (Fig. 7) es una red intrincada de ríos corrientes y estancados que drenan pantanos permanentes o semipermanentes. La topografía es muy plana, representada por geoformas fluviales abandonadas. El límite de la depresión es poco marcado al norte a lo largo del Marañón y al oeste por el ramal norte-sur del río Samiria. Mientras tanto, los bordes sur y este son límites morfoestructurales nítidos formados por la Falla de Tapiche a lo largo de la Sierra de Moa y líneas de escarpes nítidas en el margen del Geoanticlinal de Iquitos.

Tres ríos de aguas blancas cruzan la depresión; ellos son de norte a sur: el Marañón, el Ucayali y el Tapiche. En seguida, discutiremos sucesivamente los ríos de aguas blancas, los de aguas negras y los grandes pantanos y lagos.

El río Marañón

Al borde norte de la depresión (Fig. 7), el río Marañón fluye de oeste a este, primero a través de la parte norte de la cuenca del Marañón y luego a lo largo del borde norte de la depresión Ucamara. Este es el río de más importante caudal. Aguas abajo de la confluencia Huallaga-Marañón, el patrón de los canales cambia de anastomosado a mixto (anastomosado-meandriforme). El ancho del río varía aproximadamente de 1,000 a 2,500 m, con numerosas islas ubicadas en las curvas de canales así como en partes rectas. La sinuosidad (cociente entre la longitud del canal en una curva dada y la longitud de onda) es de 1.33, lo cual es, según Langbein & Leopold (1966), cercano al límite estándar entre los canales anastomosados y los meandriformes. El radio de curvatura varía desde 2 km para meandros cerrados, hasta 7 km de promedio para las grandes curvas. Varias porciones estrechas del curso del río tienen longitudes de más de 20 km. La baja sinuosidad y la cercanía al patrón anastomosado del río Marañón están probablemente relacionadas a las características hidrodinámicas, tales como un caudal 14% mayor que el del Ucayali (Gibbs, 1967) y posiblemente una pendiente mayor.

La actual faja del río, que es la zona afectada por la migración activa del cauce y caracterizada por geoformas fluviales de restingas y bajiales bien preservadas, es relativamente estrecha, de un máximo de 10 km en las partes más sinuosas del río. Un estudio comparativo muestra que en 16 años las partes de canal rectilíneo son más o menos estables, mientras que hay una erosión de hasta 20 m/año en los barrancos cóncavos de las curvas (Campos, 1980).

El río Ucayali

Principal drenaje de la depresión (Fig. 7), el río Ucayali fluye hacia el norte a lo largo del piedemonte superior del Perú central, y vira bruscamente al NE entrando en la Depresión Ucamara. El ancho del canal cambia de 500 m hasta 1,250 m. La sinuosidad media es 1.94, caracterizada por meandros simétricos y bien desarrollados, con 2.5 km de radio medio de curvatura y 8 a 17 km de amplitud (distancia entre dos curvas cóncavas sucesivas medida ortogonalmente al valle), todo lo cual hace del Ucayali un río meandriforme característico. Las razones entre longitud de onda de meandros y ancho del canal (L/W) se hallan entre 9 y 14, siendo el rango normal para canales meandriformes estables entre 8 y 11, según Dury (1970). Esta diferencia se interpreta por una subestimación del ancho del canal debida a medidas tomadas durante el período de aguas bajas.

La actual faja de meandros tiene un ancho de unos 30 km; está caracterizada por muy claros patrones de restingas (crestas) y bajiales (canales abandonados). Según Lamotte (1990) la periodicidad media de construcción y abandono de una cresta de barra de meandro (*point bar*), en el área de Jenaro Herrera, es de unos 4 años, medida a lo largo de una sección de 1,000 m de un sistema de crestas y bajos construida en 40 años.

Se pueden notar cambios importantes en el canal fluvial comparando imágenes LANDSAT de 1975 con una vista SLAR de 1972, ambas tomadas en período de aguas bajas. La erosión del barranco situado entre 2 bucles llevó al abandono del meandro de Yanayacu por corte a nivel del cuello. Los cocientes comparativos de parámetros relativamente estables, como la longitud de onda (W_{1972}/W_{1975}) y otros que cambian más rápidamente, como la amplitud del bucle (A_{1972}/A_{1975}), indican una erosión de los barrancos cóncavos del río que alcanza un promedio de 40 m/año.

El Canal Puinahua (Fig. 7) es un delgado brazo secundario del río Ucayali, en su lado norte. La sinuosidad cambia de 1.65 a 2 en la parte baja, con un radio medio de curvatura de 1 km y un cociente L/W que varía de 10 a 15, lo cual es cercano al valor de un canal estable (8-11). En la parte superior del canal, la longitud de onda de los meandros es mayor, con cocientes L/W de 28 a 50. Por eso el Canal Puinahua puede ser considerado como una corriente subadaptada, lo cual se define como una corriente que fue antes más importante y cuyas características hidrológicas se redujeron por cambios climáticos o por avulsión de la corriente principal. Se ha observado una avulsión -es decir un cambio del cauce- de la entrada del Canal Puinahua que alcanza unos 15 km hacia al este. Patrones similares se presentan a todo lo largo del Canal Puinahua, pero son menos claros por estar parcialmente cubiertos por un extenso pantano.

El río Tapiche

Es un río de aguas blancas que drena el borde norte de la Sierra de Moa y entra en la Depresión Ucamara cruzando la Falla de Tapiche (Fig. 7 y 8). Luego, este río discurre hacia el norte a lo largo del margen oriental de la depresión. En el interior de la depresión, el río

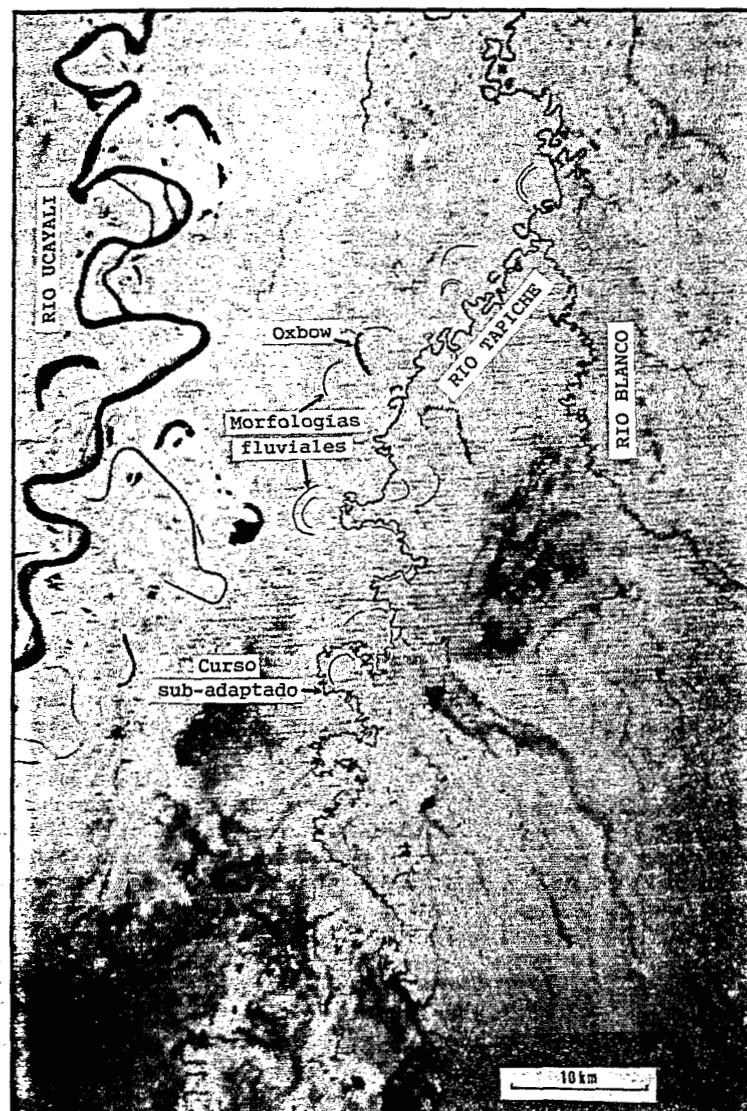


Fig. 8 - Parte de la imagen Landsat 006-064 del 4 de Agosto 1975, (ubicación en la fig. 7). Las geoformas fluviales abandonadas en el área del bajo Tapiche han sido reforzadas.

Tapiche es meandriforme, mostrando bucles irregulares (Fig. 8), la mayoría de los cuales corresponden al tipo asimétrico compuesto de la clasificación de Brice (1974). El ancho es relativamente constante, variando de 70 m en la parte alta hasta 100 m en la parte baja. El cociente de sinuosidad es 2.33, teniendo radios medios de curvatura desde 750 m (aguas abajo del río Blanco) hasta 500 m (aguas arriba), con amplitudes medias de meandros de 1,875 y 1,000 m respectivamente. El valor de L/W cae en el rango de canales estables (8-11). La migración de meandros es relativamente lenta, como lo muestran los depósitos de barra de meandro muy regularmente acumulados en taludes fuertemente inclinados, hasta 35° . La relativa estabilidad del río a escala humana está confirmada por pueblos establecidos en las orillas cóncavas del río por más de 20 años (San Pedro, Santa Helena). Eso sugiere migración del río a velocidades menores de 1 m/año.

Varios meandros de alta sinuosidad y corta longitud de onda se inscriben en una longitud de onda mayor (Fig. 8). Esta gran longitud de onda se relaciona con geoformas fósiles y las pequeñas con el curso actual. Así, el curso actual aparece como subadaptado respecto al curso antiguo. Las longitudes de onda del drenaje fósil son similares a las del actual río Ucayali, con amplitudes de meandro de 10 a 12 km, más de 2 km de radio de curvatura y cochas parcialmente rellenadas de hasta 500 m de ancho. Las pequeñas estructuras fluviales, como los sistemas de restingas y bajiales, son aquí menos claras. Esto podría deberse a su edad relativamente antigua, hipótesis que es sustentada por la migración relativamente lenta del cauce actual.

Ríos Samiria y Pacaya

Estos dos ríos (Fig. 7) son los principales drenajes de aguas negras en la Depresión Ucayali, siguiendo direcciones paralelas, primero hacia el norte paralelamente al límite de los últimos relieves orientales andinos, virando luego abruptamente hacia el este para cruzar la depresión. Si bien ellos son parcialmente alimentados por pequeños tributarios que bajan del piedemonte del interfluvio Ucayali-Huallaga, su suministro hídrico proviene principalmente de las aguas de lluvia acumuladas en grandes pantanos. Los ríos Samiria y Pacaya tienen patrones muy similares. Sus múltiples canales no se siguen fácilmente, por lo cual en los mapas existen controversias sobre la posición exacta de los canales principales y sobre el número de sus tributarios (Villarejo, 1988). Durante los flujos altos, varias conexiones fluviales cruzan la vertiente entre el Marañón y el Ucayali (Stiglish, 1907; Villarejo, 1988, y testimonios de los habitantes). Las imágenes SLAR y LANDSAT revelaron que estas corrientes temporales siguen geoformas fluviales fósiles.

En el río Samiria superior (Fig. 9), la sinuosidad es 2.53 con meandros de longitud de onda de 7 a 12 km y 5 a 15 km de amplitud. El cociente L/W fluctúa entre 30 y 50, lo que indica que el canal es subdimensionado respecto a los meandros. Dury (1970) ha llamado a esta variedad corriente subadaptada de tipo «Osage.» Según Baker (1978) «tales corrientes supuestamente sufren una reducción de la descarga que forma el canal, de modo que el ancho de dicho canal y el espaciamiento de los fondos altos y bajos se adaptan al cambio, pero la longitud de onda del meandro no». Probablemente, estos procesos ocurrieron repentinamente ya que no se han observado estados transicionales entre aquel de grandes meandros y el actual patrón de tipo «Osage.»

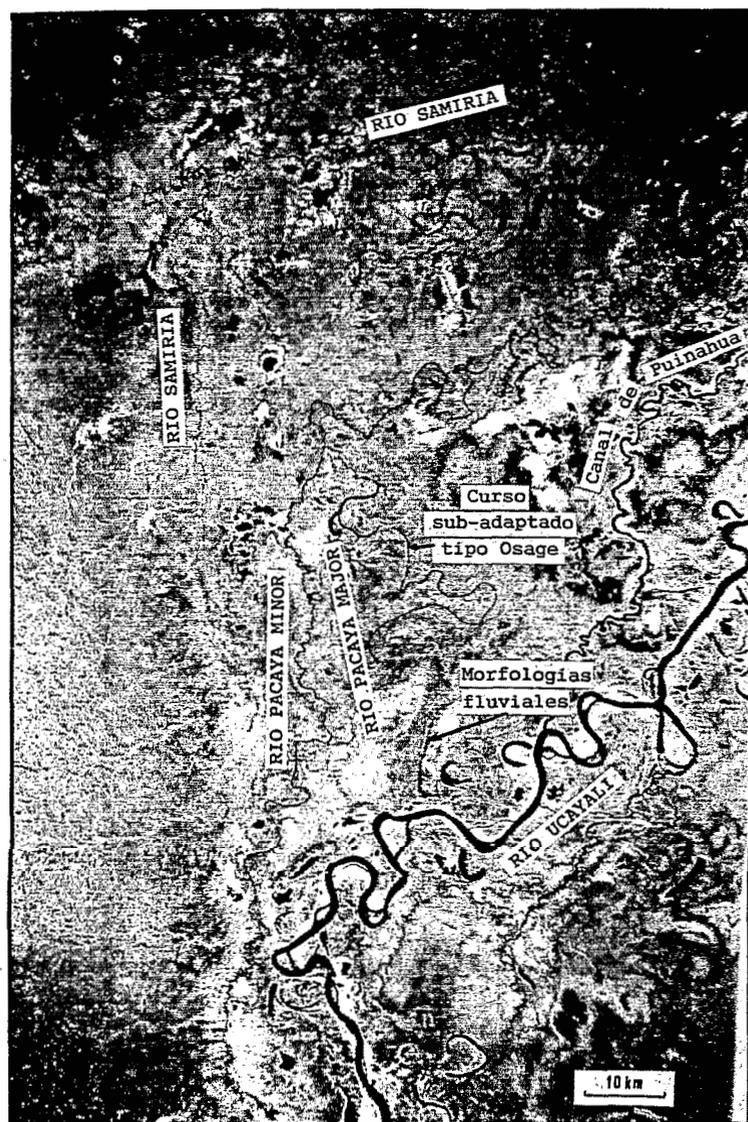


Fig. 9 - Parte de la imagen Landsat 007-064 del 23 de julio 1977 (ubicación en la fig. 7). Geoformas fluviales en el área de los ríos alto Pacaya y Samiria.

El río Pacaya tiene unos 140 km de longitud. Se origina 20 km al norte del codo que hace el Ucayali para entrar en la depresión de Ucamara (Fig. 9), y se une al Canal Puinahua unos 30 km antes de vaciarse al río Ucayali. La parte más alta del río Pacaya es drenada por numerosos tributarios subadaptados. El río Sacarita se origina 2.5 km al este del río Samiria y el río Pacaya Menor se origina a sólo 10 km al norte del río Ucayali. El Pacaya Mayor es la corriente principal y está rodeado por las más grandes y claras geoformas fluviales.

El río Samiria, de 200 km de longitud, se origina muy cerca del río Pacaya (Fig. 7 y 9) y discurre primero al norte antes de virar al este para unirse al río Marañón. La parte alta está rodeada por grandes estructuras fluviales (algunas cochas y lagos más o menos redondeadas) que son menos claros que aquellas del vecino río Pacaya. La parte inferior, que fluye hacia el este, muestra geoformas fluviales más claras y de escala similar que aquellas de la faja fluvial del Ucayali. En las imágenes LANDSAT, esta porción W-E del río Samiria se extiende mucho hacia el oeste, a lo largo de un tributario que se origina cerca del Marañón.

Identificación de los cursos abandonados

La ocurrencia de geoformas fluviales en el área entre la faja del río Ucayali y los alcances más superiores del río Pacaya sugiere que antiguamente existió un nexo entre los dos sistemas fluviales. Las antiguas geoformas fluviales a lo largo de la faja fluvial del Pacaya son similares en escala y tipo a las actuales geoformas de la faja fluvial del Ucayali, aunque menos preservadas. Esto sugiere firmemente que el río Ucayali fluía previamente en línea recta hacia el norte a través del valle del río Pacaya. Si esto es cierto, el abandono y la desadaptación del río Pacaya serían debidos a una avulsión (cambio brusco de curso) del río Ucayali hacia el sureste.

Otras geoformas fluviales abandonadas de gran escala sugieren un antiguo nexo entre los ríos Samiria y Marañón a lo largo de este tributario. Más al este, geoformas fósiles de un gran río a lo largo de los ríos Yanayacu y Shiricyacu, tributarios septentrionales del Samiria que nacen cerca del río Marañón (Fig. 7), sugieren otros nexos intermedios entre los ríos Samiria y Marañón. Estos múltiples nexos se explican probablemente por migraciones desde el oeste hasta al este, considerando la mejor conservación de las formas fluviales en esta dirección. El hecho de que el río Samiria tuviera un nexo con Ucayali -hacia el sur- y otro con el Marañón -a través de su tributario occidental- sugiere que los ríos Ucayali y Marañón se unían históricamente en el borde oeste de la depresión, y que esta confluencia ha migrado hacia el este como resultado de sucesivas avulsiones.

Pantanos y lagos

Se trata aquí de zonas de inundación permanente de agua libre (lago), o cubiertas de vegetación flotante o no, dado que la separación es muy difícil de establecer en imágenes radar. Se han identificado tres importantes zonas. El pantano Chambira-Tigre (Concordia), en el lado norte del río Marañón, el pantano-lago de Puinahua en la parte central del Canal Puinahua, y el lago Punga a lo largo del río Tapiche. Todos estos pantanos drenan aguas negras. Cuando son atravesados por ríos de aguas blancas, como el pantano Puinahua por el Canal Puinahua o el lago Punga por el río Tapiche, las aguas blancas y negras son separadas por cordones aluviales (*levées*) estrechos.

El pantano Chambira-Tigre (Concordia) (Fig. 7) está situado entre el río Chambira al oeste y el río Tigre al este, y se extiende unos 25 km al norte del río Marañón. Esta área está caracterizada por geoformas fluviales inundadas, tales como cochas y pequeños lagos tipo ría (lago de forma dendrítica, debido a la inundación de una morfología de erosión).

El pantano Puinahua (Fig. 7) cubre un área aproximada de 25 x 60 km, siguiendo el eje del Canal Puinahua. Hacia el noreste, los pantanos permanentes son discontinuos, con las áreas inundadas localizadas alrededor de grandes cochas. Hacia el suroeste, las áreas pantanosas son más continuas y sus relaciones con geoformas fluviales son menos evidentes. Mientras que el límite nororiental del pantano Puinahua no está claramente delimitado, el límite suroccidental es más distinto y coincide con una línea de dirección NNW-SSE.

La Punga (que significa pantano en idioma local), (Fig. 7) es un lago de forma aproximadamente rectangular (15x40 km, más ancho al suroeste), ocupa un área de 675 km² y está ubicado entre Santa Helena y Wicungo, mayormente en el lado sur del río Tapiche. Stiglich (1907) describió el área como un Bosque de Altura; así, son testimonios fidedignos y observaciones morfológicas los que sugieren que la inundación del área ocurrió hace solamente unos 60 años. Según el testimonio de dos habitantes (Arturo Pereira de Iquitos y Santiago Panduro de Santa Helena), el área de Punga comenzó a hundirse entre 1927 y 1929 luego de la ocurrencia de sismos, según S. Panduro. El área se fue inundando progresivamente; colonos e indios Capanahuas abandonaban las tierras que año tras año iban siendo inundadas. Según relatos de viajes (Faura, 1964; Villarejo, 1988), la parte baja de los tributarios del río Tapiche (especialmente el Loboyacu) no estaba aún completamente inundada en los años 1930-1940. Luego de una fase inicial de inundación intensa (¿relativamente breve?), se alcanzó muy progresivamente la extensión actual del pantano. Todo lo que queda del bosque son troncos de árboles, preservados por el agua negra, y apareciendo apenas sobre el nivel de aguas bajas. Las bases de los árboles muertos se hallan actualmente bajo 2 m de agua durante el estiaje. Estimados basados en la rivera actual (1.5 m de altura) y el nivel del agua durante las crecidas, que sobrepasa los bordos unos 50 centímetros, sugieren una subsidencia total de más de 4 m.

Sugerimos que la inundación de la Punga está relacionada con una subsidencia tectónica. Desestimamos la hipótesis de inundación debida a la subida del nivel de base, ya que esto hubiera causado la inundación no sólo de la Punga, sino también de la divisoria entre el Tapiche y el Ucayali, que es ligeramente más alta que el nivel de aguas altas. Algunos cambios en la red hidrográfica resultaron de la subsidencia de la Punga. Los valles de los ríos Loboyacu y Camungo, al este del río Tapiche, fueron completamente inundados y este último migró al sur hacia el borde norte del área de subsidencia, y entra en la Punga en varias partes. En estas partes el agua blanca limosa del Tapiche está separada del agua negra del pantano por un *levée* (bordo) de sólo 1 m a 1.5 m de alto y menos de 5 m de ancho, colonizado en ciertos lugares por una simple línea de *Cecropia* (árboles del estadio inicial de la sucesión boscosa; Salo *et al.*, 1986).

LAS ALTURAS DEL GEOANTICLINAL DE IQUITOS

El Geoanticlinal de Iquitos expresa tendencias positivas desde principios del Mesozoico (Sanz, 1974; Laurent, 1985). No obstante, una subsidencia durante el Terciario Superior conllevó al depósito de 500 a 600 m de sedimentos continentales de las Formaciones Pebas

e Ipururo (Soto, 1979). El movimiento positivo reiniciado durante el Cuaternario dio lugar a las actuales alturas que se hallan unos 30 m sobre la llanura de inundación. El límite occidental del Geoanticlinal de Iquitos, de dirección NNW-SSE, es paralelo y superpuesto a una importante red de fallas del basamento, tal como lo sugieren los perfiles de reflexión sísmica (Laurent, 1985) (Fig. 3, sección A-B). Actualmente, el río Ucayali confluye con el Marañón en una depresión que divide las alturas en dos partes, respectivamente situadas al norte (Nauta, Iquitos) y al sur (Requena, Jenaro Herrera, Fig. 10). Líneas de barrancos, con segmentos rectos que sugieren influencias estructurales, limitan la llanura de inundación de las alturas. Parece que al cruzar el geoanticlinal, los ríos Ucayali y Marañón discurren a lo largo de bloques levantados al norte y al sur. Segmentos rectilíneos de canales y fajas de meandros asimétricos sugieren un control estructural de los lechos fluviales.

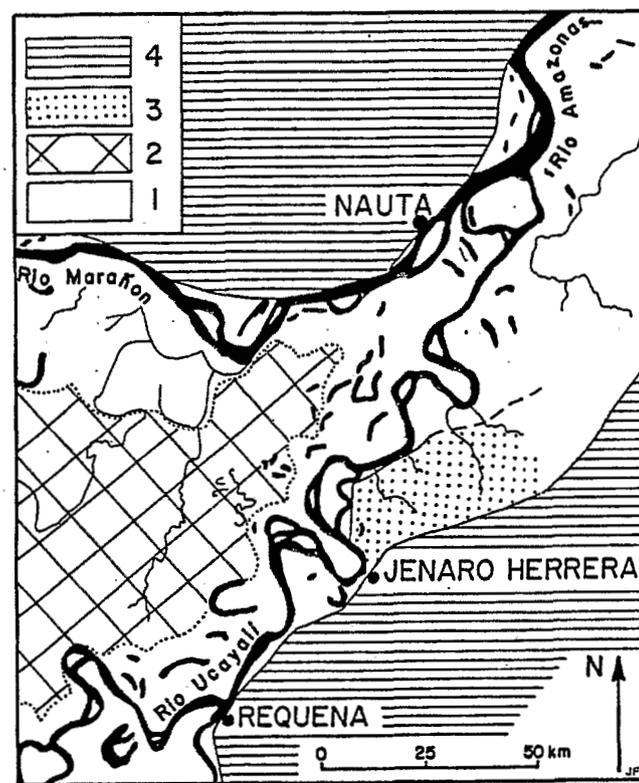


Fig. 10 - Croquis geomorfológico del área de confluencia entre los ríos Marañón y Ucayali, borde occidental del Geoanticlinal de Iquitos: 1: llanura de inundación. 2: área divisoria de drenaje, inundada periódicamente por aguas negras. 3: terrazas del Pleistoceno Superior, dominando actualmente la llanura de inundación. 4: Alturas de Iquitos (formaciones Pebas e Ipururo).

La Formación Pebas consiste esencialmente en limos y arcillas cohesivos con numerosos lentes de turba compacta. Varios autores han descrito la fauna de moluscos de la Formación Pebas (Ruegg & Rosenzweig, 1949; Radambrazil, 1977), pero no se ha llegado a un consenso sobre su edad. La síntesis del proyecto Radambrazil sugiere que la Formación Pebas comprende principalmente el Plioceno y el Pleistoceno. Cerca a Iquitos, el reciente descubrimiento de huesos de vertebrados sugiere una edad Pleistoceno Inferior para los niveles más altos de la formación (estudiados por de Muizon). El ambiente deposicional fue probablemente un lago con vastas áreas alternativamente cubiertas de vegetación e inundadas (depósitos de turba). La subsidencia del área, probada por el depósito de más de 400 m de sedimentos finos, es probablemente contemporánea con el período más reciente de calma tectónica andina, que ocurrió entre 7 y 2 Ma (Sébrier & Soler, en prensa).

La Formación Ipururo sobreyace a la Formación Pebas con 5 a 10 m de conglomerados fluviales, arenas, limos y arcillas. El cambio del ambiente lacustre Pebas al sistema fluvial Ipururo está relacionado a la fase tectónica del Cuaternario antiguo, que reactivó relieves y depósitos del piedemonte. Niveles de arena gruesa con clastos hasta de 5 cm de tamaño se observan en la base de la formación. La procedencia de estos clastos, desde los Andes o desde el cratón brasileño, no es clara. Ese cambio sedimentario puede explicarse por una reactivación tectónica. Pero cambios climáticos, como aquellos de las glaciaciones, también pueden haber ayudado a que la erosión y el transporte sean más activos (Dumont & García, 1989).

Los depósitos fluviales del Pleistoceno Tardío afloran en los bordes de la llanura de inundación del Ucayali (Fig. 10), a lo largo de la línea de barrancos o en terrazas escalonadas limitadas por barrancos (Dumont *et al.*, 1988). Las terrazas cuaternarias que están actualmente por sobre el nivel de crecidas tienen edades radiocarbono de 32,750 (+3,520, -2,440) años B.P. y sobre 40,000 años B.P. la más alta, y 13,000 (+2,090, -1660) años B.P. la más baja (Dumont *et al.*, 1988). Los depósitos del Pleistoceno Tardío están caracterizados por arena gruesa, grava y acumulaciones de madera y hojas.

SÍNTESIS: ESTILO TECTÓNICO Y RED FLUVIAL

Las STFB y STBZ muestran respectivamente dos relaciones diferentes entre la Neotectónica y el drenaje fluvial. En la STFB, los ríos alóctonos son antecedentes o sobrepuestos en la mayor parte de sus cursos. Este caso puede estar asociado a relativamente bajas tasas de levantamiento (menos rápidas que la incisión fluvial) sobre largos períodos (encaje importante de los ríos). En la STBZ, los ríos y llanuras de inundación están moldeados o limitados por estructuras. Las fallas principales son inversas y tienen desplazamientos verticales importantes, haciendo aflorar al Paleozoico en el Gran Pajonal, y al Infracambriano en su borde fallado al este (observación personal con G. Laubacher). Los pliegues son muy amplios en la STBZ, dando afloramientos axiales de Paleozoico en las Sierras de Contaya y Moa. Los buzamientos rara vez exceden los 20°, excepto cerca de las fallas principales. Estas diferencias no dependen del relieve o de la importancia de los movimientos tectónicos y levantamientos. Más probablemente, es el estilo tectónico el que determina el patrón del drenaje fluvial.

MORFOESTRUCTURAS Y PROVINCIAS ECOLÓGICAS

Los estudios recientes sobre el Cuaternario de la Amazonia se han caracterizado por enfoques pluridisciplinarios, debido a las diversas implicancias de la Teoría de Refugios de Haffer (1969) sobre la riqueza de especies, geomorfología, sedimentología, y recientemente

sobre la tectónica y la dinámica fluvial. Esto se debe principalmente al efecto combinado de condiciones climáticas cálidas y húmedas y abundante suministro de agua a una morfología relativamente plana sometida a deformaciones neotectónicas diversas.

Hipótesis recientes han enfatizado un modelo de migración de ríos debida a la tectónica subandina de largo plazo (*long term tectonics*), como un factor determinante en la riqueza de especies amazónicas terrestres (Salo *et al.*, 1986; Räsänen *et al.*, 1987). Un amplio trastorno de llanuras de inundación y alturas (o *terra firme* en Brasil) caracterizaría el comportamiento de la cuenca amazónica occidental.

Las consideraciones geológicas así como botánicas ya se han discutido previamente (Dumont *et al.*, 1990). Aquí solamente se quiere puntualizar que la llanura amazónica del Perú muestra varias provincias morfoestructurales que deben distinguirse de acuerdo a su respectivo estilo tectónico y sus movimientos. Todos los movimientos tectónicos de levantamiento contribuyen a limitar la migración lateral de los ríos y establecen límites de alturas más o menos fijas. Las grandes migraciones de ríos ocurren específicamente en las áreas subsidentes de antefosa, tales como la Depresión Ucayali, que quedan separadas de las áreas de altos por rasgos geoestructurales nítidos (sobrescurrimientos y pliegues subandinos, Falla de Tapiche, línea de escarpes del Geoanticlinal de Iquitos).

Parece importante relativizar el efecto de migración de ríos por erosión de las riveras cóncavas y depósitos de puntas de meandro en las convexas (restingas), que es la trama del modelo de control tectónico propuesto por Salo *et al.* (1986) y Räsänen *et al.* (1987). La migración mediante el proceso de barras de meandros está en realidad limitada a una faja de meandros bien definida, y probablemente tiene un efecto débil en las perturbaciones de largo plazo del sistema ecológico amazónico. Por el contrario, estamos de acuerdo con el estudio de Mike (1975) sobre la Cuenca Húngara de Europa central, el cual concluye que «la subsidencia desigual y tectónicamente controlada de la superficie de la cuenca genera avulsión y cambio brusco del curso de los ríos, que puede cambiar completa y drásticamente el ambiente ecológico del área». Claramente, los procesos de cambio brusco del curso de los ríos sobrepasan en sus efectos al proceso lento y regular de migración de meandros.

CAMBIOS DE CURSOS EN LA DEPRESIÓN UCAYALI

Los ríos discurren con una aparente libertad sobre la vasta llanura de inundación de la Depresión Ucayali. La observación de corrientes subadaptadas y fajas de ríos fósiles sugiere sucesivas migraciones de los ríos Ucayali y Marañón, desde un previo estadio Samiria (Fig. 11B) hasta la actual posición (Fig. 11E), con la ocupación sucesiva de los cursos del Pacaya (Fig. 11C) y del Puinahua (Fig. 11D). Dejaremos de lado el caso del estadio Tapiche (Fig. 11A), que es probablemente el más antiguo aquí identificado, ya que su relación con los estadios más recientes no es clara. El estadio Samiria está caracterizado por un flujo de sur a norte del río Ucayali a lo largo del borde oriental del Piedemonte subandino, uniéndose al Marañón cerca de la actual confluencia Marañón-Huallaga. Los estadios sucesivos Samiria, Pacaya y Puinahua se infieren de las fajas de paleo-meandros, siendo la migración unidireccional puesta en evidencia por las geoformas fluviales sucesivamente mejor conservadas. Aunque existen incertidumbres, ellas son limitadas y no afectan la sucesión general de los estadios identificados. Algunas dudas se refieren a la migración de los ríos al interior de su faja de meandros (por ejemplo, los canales alternativos durante los estadios

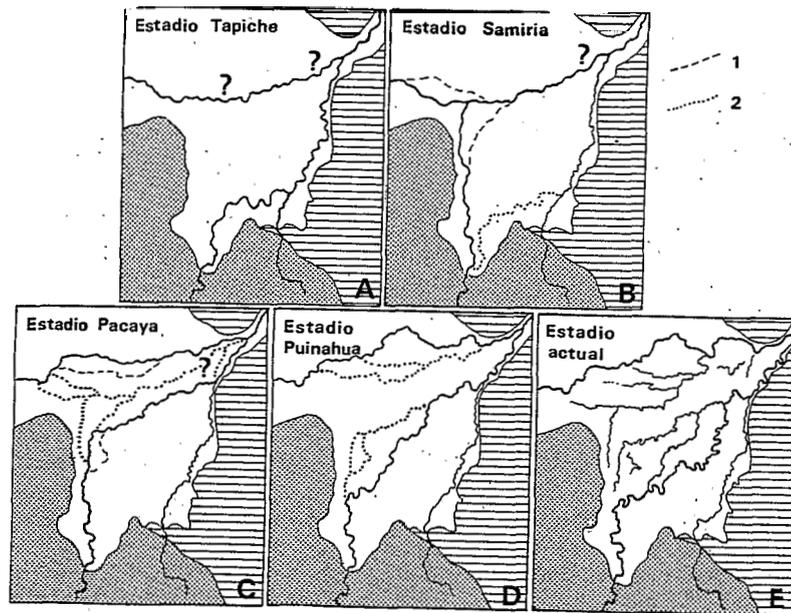


Fig. 11 - Estadios sucesivos de las migraciones de los ríos Ucayali y Marañón, desde el más antiguo identificado (A), hasta el actual (E). 1: probables subestadios sucesivos e incertidumbres de posición durante un estadio. 2: posición de los ríos durante el estadio precedente.

Samiria y Pacaya (Fig. 11B, 1 y 2). Otras incertidumbres existen en la parte noreste de la depresión, cerca de la salida, debido a la alta densidad de geoformas fluviales abandonadas en un área relativamente limitada, lo cual dificulta mucho la identificación de los estadios sucesivos. Esta identificación podría lograrse con observaciones más detalladas o de mejor calidad de imágenes de satélite. No obstante, ello probablemente no afectará los resultados obtenidos en las partes central y occidental de la depresión.

Los cambios sucesivos del río Ucayali, de 25 a 30 km cada uno, totalizan un desplazamiento de unos 100 km hacia el sureste. Una migración correlativa, pero menos importante (unos 50 km en total), del Marañón hacia el norte, se hizo mediante ocupaciones sucesivas de las fajas de los ríos Yanayacu y Shiricyacu.

Hemos establecido una cronología precisa para tales migraciones. La alta terraza que bordea las alturas de Iquitos antecede a la subsidencia moderna (Dumont *et al.*, 1988). Sobre la base de las dataciones por radiocarbono de las terrazas, los estadios identificados de migración de ríos son más recientes que 13,000 años B.P., excepto tal vez para el estadio Tapiche.

Se proponen dos hipótesis para interpretar los desplazamientos sucesivos del río Ucayali. La primera compara la migración del Ucayali con un depósito de abanico aluvial construyéndose en la salida de la Zona Subandina hacia la depresión Ucayali. Este gran

depósito de abanico debería concordar con una disminución de la energía de transporte (i.e. menor pendiente). Lamentablemente, los datos morfológicos sobre la pendiente del río así como los escasos datos hidrológicos disponibles no son suficientes para sustentar o descartar esta hipótesis. Uno sólo puede argüir que no se aprecia un cambio significativo en el patrón del río Ucayali entre el área Pucallpa/Contamana (en la Zona Subandina Norte) y la Depresión Ucayali para apoyar dicha hipótesis, y que los datos topográficos existentes indican una pendiente muy baja (Stiglish, 1904) por la parte que corresponde al supuesto abanico aluvial.

La segunda hipótesis relaciona la migración con la Neotectónica. La inundación histórica de la Punga sugiere que la subsidencia es hoy en día activa en la punta sureste de la depresión. Según los habitantes, el río Tapiche se desplazó hacia el sureste, y durante las crecidas ocurren capturas de sobreflujo del río Ucayali por el río Tapiche. El Canal Puinahua parece estar en proceso de abandono según los antiguos reportes sobre navegación fluvial (Villarejo, 1988). Sin embargo, los dos fenómenos, sedimentario y tectónico, conjuntamente dan al Ucayali una impresionante y -para el período más reciente- continua tendencia a la migración hacia el extremo sureste de la depresión.

LAGOS, PANTANOS Y ESTRUCTURAS DEL BASAMENTO

Según Laurent & Pardo (1975), son pocas las deformaciones de depósitos mesozoicos y cenozoicos reportadas en la Cuenca del Marañón, pero en cambio, el basamento pre mesozoico está dividido en varios bloques fallados y levantados. Una comparación entre el esquema del basamento, por un lado, y el esquema de las geoformas fluviales y los grandes pantanos, por el otro, sugiere un control estructural activo del basamento sobre las geoformas de superficie. Los casos más llamativos se presentan a continuación.

Según Laurent & Pardo (1975) la fase tectónica Quechua en la Cuenca del Marañón estuvo caracterizada por movimientos verticales diferenciales de bloques. El pantano Chambira-Tigre (Fig. 12A) está localizado sobre una zona en general deprimida del basamento. Los afloramientos de facies del Paleozoico Inferior y Superior están limitados por fallas normales, parte de las cuales fueron reactivadas con movimiento inverso durante las fases tectónicas del Terciario Superior (Quechua). En la parte occidental del pantano (río Chambira) sobreyace un área de *horsts* (e.g. el Alto de Concordia) y grábenes profundos, con un basculamiento general al oeste que se termina contra la zona de *horst* de Patayacu. El ramal oeste del Alto de Concordia fue reactivado en falla inversa durante las fases tectónicas del Terciario Superior. En la parte oriental del pantano (río Tigre) sobreyace una profunda zona del Paleozoico Inferior de dirección NNW-SSE limitada por fallas normales. Hacia el norte, las fallas orientales fueron reactivadas a la inversa, recientemente.

El límite de la zona subsidente Punga (Fig. 12A) concuerda relativamente bien con la parte noroeste del Alto de Santa Helena definido por Laurent (1985). Estructuralmente, el Alto de Santa Helena es interpretado como un *horst* cristalino rodeado por capas paleozoicas. La dirección NNE-SSW de la Punga es paralela a algunas de las líneas estructurales indicadas por Laurent (1985) al Norte y al Noreste del Alto de Santa Helena. La posición de la Punga sugiere que estas estructuras son todavía activas en el basamento.

El Pantano de Puinahua está ubicado dentro de depresiones del Paleozoico, limitadas al norte, este y sur por fallas transcurrentes en el basamento. El límite oeste del pantano se superpone sobre un eje de pliegues paralelos al borde del alto paleozoico de Santa Lucía. En el caso del Pantano de Puinahua, es claro que la presencia de fallas paleozoicas en el basamento controla el patrón del bloque subsidente.

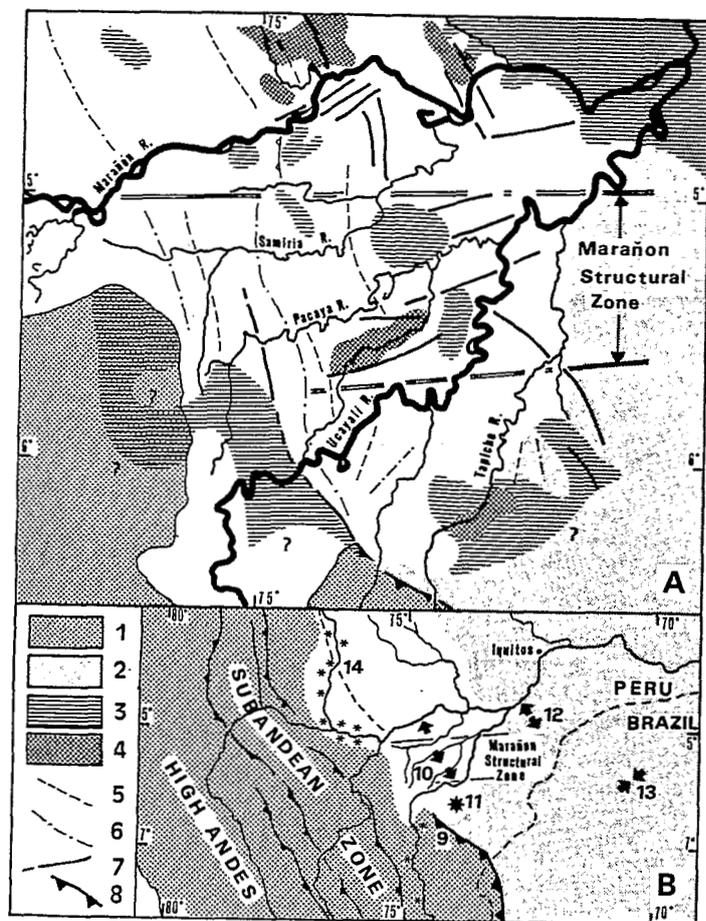


Fig. 12 - A: Croquis de las estructuras del basamento bajo la Depresión Ucayali, según Laurent (1985) y Laurent & Pardo (1975), completado con morfoestructuras de superficie. B: Croquis sintético del norte del Perú, con la ubicación de los datos cinemáticos. 1: Piedemontes subandinos. 2: Alturas del Geoanticlinal de Iquitos. 3: Altos de rocas cristalinas tardi-hercínicas cubiertas por depósitos cretácicos. 4: Grandes pantanos y lagos. 5 y 6: Anticlinales y sinclinales precretácicos. 7: Fallas de basamento reactivadas durante la tectónica del Terciario Superior (Quechua). 8: Fallas de basamento precretácico. 9: Área de la Falla de Tapiche con levantamiento postpleistocénico. 10: Dirección de la migración de los ríos durante el Holoceno. 11: Subsistencia histórica de la Punga. 12: Dirección de extensión, a partir del desplazamiento de fallas en depósitos fluviales pleistocénicos (Dumont *et al.*, 1988). 13: Orientación de los ejes P de sismos, según Assumpção & Suárez (1988). Las estrellas representan los ríos fluviales de la depresión Pastaza y de la cuenca del Alto Ucayali.

EVOLUCIÓN PLIO CUATERNARIA

La actividad volcánica en el Perú central fue intensa de 11 a 8 Ma y continuó hasta 5 Ma (Noble & McKee, 1977). Según Jordan *et al.* (1983), la geometría plana de la losa cortical en el Perú, que se correlaciona con la ausencia de volcanismo en la corteza andina, fue probablemente desarrollada en su integridad alrededor de 5 Ma (límite Mio-Plioceno). Esa geometría se ha considerado como la responsable de la tectónica de antepaís al estilo de las Sierras Pampeanas (Allmendinger *et al.*, 1983; Jordan *et al.*, 1983). Las Sierras Pampeanas comprenden grandes cadenas montañosas de basamento cristalino intercaladas con amplios valles. Esto puede compararse con la STBZ, en la cual, los depósitos de antefosa relativamente delgados y distales del Cretáceo y Terciario sobreyacen a un basamento Paleozóico mas bien estable (Kummel, 1948; Koch, 1959a; Martin & Paredes, 1977). La Zona Subandina completa (alta y baja) tiene 300 km de ancho en el Perú central, donde existen ambas STFB y STBZ. La Zona Subandina tiene solo 100 a 150 km de ancho en el norte y sur del Perú, donde la STBZ no existe, estando la STFB bordeada hacia el este por la Cuenca del Marañón y por la Cuenca del Madre de Dios-Beni, respectivamente. Así, la STBZ coincide aproximadamente con el segmento a *slab* horizontal del Perú central. El patrón asimétrico de la cuenca de drenaje del Marañón es debido al estilo tectónico de la STBZ, que lleva a canalizar el drenaje hacia el norte a lo largo de la cadena, hacia la cuenca subsidente de antefosa. La superposición de la tectónica STBZ sobre la zona de subducción a losa cortical sub-horizontal sugiere que el contexto fluvial actual fue adquirido hacia 5 Ma. Previamente, *e.g.* durante el Mioceno, los sedimentos de la cuenca de antefosa fueron depositados más regularmente a lo largo del Piedemonte andino, lo que indicaría un drenaje más radial que actualmente, y probablemente, un drenaje fluyendo hacia el este con dirección a la cuenca de Acre y el río Purús.

Los datos sísmicos que indican deformaciones compresivas de dirección NE-SW en el Escudo Brasileño (Fig. 12B, nº13), frente a la Sierra de Moa (Assumpção & Suárez, 1988) son coherentes con el levantamiento del borde de la Sierra de Moa a lo largo de la Falla de Tapiche (Fig. 12B, nº9) en el Cuaternario reciente, así como en la Cuenca de Acre (Frailley *et al.*, 1988). Correlativamente, ocurrió una subsidencia activa de la Cuenca del Marañón, con lagos y pantanos delimitados por fallas del basamento reactivadas inversamente. La subsidencia de antefosa ocurre actualmente en el frente de la STFB en la parte norte de la cuenca, y se extiende al sur frente a la terminación norte de la Falla de Tapiche (Fig. 12B, nº11). Esto se puede interpretar como una tendencia de la actual depresión a extenderse hacia el sureste a lo largo del preexistente eje cretácico de la cuenca-áreas de Pastaza-Ucayali-Acre.

Las terrazas escalonadas al borde de las alturas de Iquitos en la zona de Jenaro Herrera (Dumont *et al.*, 1988) sugieren que el encajonamiento de la llanura de inundación dentro de las líneas de barrancos ocurrió durante el Pleistoceno Tardío. El patrón asimétrico de las fajas de meandros del Ucayali y del Marañón, apoyados al borde de las alturas, sugiere que el levantamiento relativo de las alturas de Iquitos y la subsidencia de la llanura de inundación están aún probablemente activos hoy en día.

CONCLUSIÓN

La llanura amazónica del Perú, un área usualmente considerada como una planicie monótona, corresponde en realidad a provincias morfo-estructurales relativamente diferenciadas, debidas a movimientos neotectónicos contrastantes, levantamiento o subsidencia. De ello resulta que la transición de la cadena andina al cratón es más complicado

que lo mostrado en los modelos clásicos, comprendiendo varias provincias estructurales, discontinuas longitudinalmente, con áreas que siguen subsidiendo (antefosas de Marañón y de Madre de Dios), y otras que están sometidas a levantamiento desde el piedemonte andino al oeste hasta el cratón al este (Perú central). El amplia área ocupada por la Zona Subandina baja del Perú central está relacionada con un segmento de losa cortical subhorizontal.

La concentración de las aguas drenadas sobre un segmento de unos 2,000 km de longitud de la cadena andina hacia la Depresión Ucayali de 200 km de largo, da lugar a una dinámica fluvial muy expresiva. Los cambios en el drenaje fluvial son claras respuestas a cambios topográficos de la superficie de la cuenca, cualquiera sea el origen, sedimentario o tectónico.

Por otro lado, este estudio ha destacado la importancia del levantamiento en la llanura amazónica del Perú central. Esta se caracteriza por un levantamiento probablemente lento pero continuo desde el fin del Mioceno o del Plioceno para las áreas pegadas a los Andes, y desde el Cuaternario reciente para el borde del cratón en el Brasil. Estas áreas exhiben una morfología de alturas relativamente estable, a diferencia de las geoformas fluviales perturbadas por procesos sedimentarios y de migración más o menos controlados por la tectónica, que se observan en la superficie actual de las depresiones subsidentes.

Agradecimientos

Este trabajo es parte de un proyecto del UR 105 del ORSTOM, apoyado por dos convenios de cooperación científica: con el Instituto Geofísico del Perú (IGP) y con el Instituto de Investigación de la Amazonia Peruana (IIAP). Nuestro agradecimiento a H. Laurent, A. Pardo, V. Benavides, J. Paredes, J. Macharé, A. Lavenue, L. Ortlieb, M. Sébrier y D. Smith por las fructuosas discusiones acerca de partes o de todo el estudio. Agradecemos igualmente a J. Macharé por la traducción al castellano, y a E. Pardo, F. Mégard y P. Usseiman por la revisión del texto final, y sus sugerencias para aclarar algunas terminologías no usuales.

Referencias citadas

- ALLMENDINGER, R.W., RAMOS, V.A., JORDÁN, T.E., PALMA, M. & ISACKS, B.L., 1983 - Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2:1-16.
- ASSUMPTO, M. & SUÁREZ, G., 1988 - Source mechanisms of moderate size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal*, 92: 253-267.
- BAKER, V.E., 1978 - Adjustment of fluvial system to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. in: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, ed): 211-230; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir nº5.
- BENAVIDES, V., 1968 - Saline deposits of South America. *Geological Society of America Special Paper*, 88: 249-290.
- BOWMAN, I., 1938 - *Los Andes del Sur del Perú*, 267p., Arequipa, Perú: Editorial La Colmena S. A.
- BRICE, J.C., 1974 - Evolution of Meander Loops. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 581-586.
- BUFFETEAU, E. & HOFFSTETTER, R., 1977 - Découverte du crocodilien *Sebecus* dans le Miocène du Pérou oriental. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 284: 1663-1666.
- CAMPBELL, K.E. & FRAILEY, D., 1984 - Holocene flooding and species diversity in southwestern Amazonia. *Quaternary Research* 21: 369-375.
- CAMPOS, C., 1980 - Evolución de las riberas del río Marañón-Isla Saramuro, Loreto, Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 65: 23-39.
- DOLLFUS, O., 1965 - *Les Andes centrales du Pérou et leurs piémonts, étude morphologique*, 404p., Lima: Travaux de l'Institut Français d'Études Andines.
- DUMONT, J.-F., 1989a - Morphostructural units of the Peruvian Amazonia as related to Subandean tectonics and fluvial dynamics. Proceeding of the 28th International Geological Congress, vol.1: 423-424; Washington.
- DUMONT, J.-F., 1989b - Neotectónica y dinámica fluvial de la baja Amazonia Peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 80: 51-64.
- DUMONT, J.-F. & ARANA, J., 1987 - Estudio estructural del Piedemonte de la Cordillera Oriental de Los Andes, Región de San Ramón, Perú. *Revisia Geológica de Chile*, 31: 15-20.
- DUMONT, J.-F., LAMOTTE, S. & FOURNIER, M., 1988 - Neotectónica del Arco de Iquitos (Jenaro Herrera, Perú). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 77: 7-17.
- DUMONT, J.-F. & GARCÍA, F., 1989 - Pleistocene deposits in Amazonian Peru: are lithological characteristics related to glacial interstages? Proceeding of the IGCP meeting, La Paz.
- DUMONT, J.-F., LAMOTTE, S. & KAHN, F., 1990 - Wetland and upland forest ecosystems in Peruvian Amazonia: plant species diversity in the light of some geological and botanical evidences. *Forest Ecology and Management*, 33/34: 125-139.
- DURY, G.H., 1970 - General theory of meandering valleys and underfits streams. in: *Rivers and River terraces* (G.H. Dury, ed): 264-275; London: Macmillan.
- FAURA G., S., 1964 - *Los ríos de la Amazonia Peruana*, 629p., Callao, Perú: Colegio Militar Leoncio Prado.
- FERNANDES, G., 1962 - Contribuição para a pesquisa de linhito na formação Pabas (Terciario) na alao Amazonao. *Boletim Technic. Petrobras*, 5(1/2): 5-13.
- FRAILEY, D., LAVINA, E.L., RANCY, A. & SOUZA, J.P., 1988 - A proposed Pleistocene Holocene lake in the Amazon basin and its significance to Amazonian geology and biogeography. *Acta Amazonica*, 18(3-4): 119-143.
- GARCÍA, J.S. & SERVICIO DE HIDROGRAFÍA Y NAVEGACIÓN DE LA AMAZONIA, 1987 - *El río que se aleja: Cambio del curso del Amazonas, historia y estudio técnico*, 57p., Iquitos: Centro de Estudios Teológicos de la Amazonia.
- GIBBS, R.J., 1967 - The geochemistry of the Amazon River System: Part I, The factors that control the salinity and the composition and concentration of suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*, 78: 1203-1232.
- HAFFER, J., 1969 - Speciation in Amazonian forest birds. *Science*, 165: 131-137.
- HAM, C.K. & HERRERA, L.J., 1963 - Role of Subandean fault system in tectonics of Eastern Peru, and Ecuador. in: *Backbone of the Americas*: 47-61; American Association of Petroleum Geologist Memoir, nº2.
- JORDÁN, T.E., ISACKS, B.L., ALLMENDINGER, R.W., BREWER, J.A., RAMOS, V.A. & ANDO, C.J., 1983 - Andean tectonic related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, v.94: 341-361.

- KOCH, E., 1959a - Geología del campo petrolífero Maquia en el oriente del Perú y su ubicación regional. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 34: 42-58.
- KOCH, E., 1959b - Unos apuntes sobre la geomorfología del río Ucayali (oriente Peruano). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 34: 32-41.
- KUMMEL, B., 1948 - Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 59: 1217-1266.
- LAMOTTE, S., 1990 - Fluvial dynamics and succession in the Lower Ucayali River basin, Peruvian Amazonia. *Forest Ecology and Management*, 33/34: 141-156
- LANGBEIN, W.B. & LEOPOLD, L.B., 1966 - River meanders-theory of minimum variance. United States Geological Survey Professional Paper 422 H: 1-15.
- LAURENT, H., 1985 - El pre-Cretáceo en el oriente peruano: su distribución y sus rasgos estructurales. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 74: 33-59.
- LAURENT, H. & PARDO, A., 1975 - Ensayo de interpretación del basamento del Nororiente Peruano. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 45: 25-48.
- LECARPENTIER, C., & MOTTI, E., 1969 - Reconnaissance hydro-géomorphologique du Pachitea (Amazonie péruvienne). Ministère de l'Éducation Nationale, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, *Bulletin de la Section de Géographie*, T.LXXX: 485-511.
- LEEDER, M.R., & ALEXANDER, J., 1987 - The origin and tectonic significance of asymmetrical meanderbelts. *Sedimentology*, 34: 217-226.
- MAROCCO, R., 1978 - *Géologie des Andes Péruviennes*, 195p., Paris: Mémoire ORSTOM, n°94.
- MARTIN, C. & PAREDES, J., 1977 - Données nouvelles sur le Paléozoïque du Pérou Central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 284: 1647-1650.
- MARTÍNEZ, V., 1975 - Tectónica del área Ucayali Central. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 45: 61-82.
- MÉGARD, F., 1978 - *Étude géologique des Andes du Pérou Central*, 309p., Paris: Mémoire ORSTOM n°86.
- MÉGARD, F., 1984 - The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society of London*, vol. 141: 893-900.
- MINISTERIO DE GUERRA, 1984 - Mapa físico político del Perú.
- MIKE, K., 1975 - Utilization of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements. *Tectonophysics*, 29: 359-368.
- NOBLE, D.C. & MCKEE, E.H., 1977 - Comments on spacial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, v.5: 576-578.
- ONERN, 1975 - *Inventario, evaluación y integración de los recursos naturales de la zona de Iquitos, Nauta, Requena y Colonia Angamos*, Lima: Publicación de la ONERN.
- OPPENHEIM, V., 1975 - The first (1944) geological exploration of the upper Amazon valley in Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 45: 83-94.
- OUCHI, S., 1985 - Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 504-515.
- PARDO, A., 1982 - Características estructurales de la faja subandina del norte del Perú. Acta del Symposium «Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas de Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú», Bogotá.
- RADAMBRESIL, 1977 - Levantamento de recursos naturais. *Folha SB.19 JURUA*, vol 15., Ministerio das Minas e Energia, Projeto Radambresil.
- RÄSÄNEN, M.E., SALO, J.S. & KALIOLA, R.J., 1987 - Fluvial perturbation in the western Amazon river basin: Regulation by long term sub-Andean tectonics. *Science*, 238: 1398-1401.
- RÜEGG, W., 1952 - La depresión del Ucayali y Amazonas superior. *Revista de la Asociación Geológica de Argentina*, 7: 106-124.
- RÜEGG, W. & ROSENZWEIG, A., 1949 - Contribución a la geología de las formaciones modernas de Iquitos y de la Amazonia Superior. in: vol. *Jubililar XXV*, fascículo 3: 1-24; Sociedad Geológica del Perú.
- RÜEGG, W., & FYFE, D., 1950 - Algunos aspectos sobre la estructuración de la cuenca del Alto Amazonas. *Boletín del Instituto Sudamericano de Petróleo*, 3: 9-29, Montevideo.
- SALO, J., KALLIOLA, R., HÄKKINEN, I., MÄKKINEN, I., NIEMELÄ, P., PUHAKKA, M. & COLEY, D., 1986 - River dynamics and the diversity of Amazon lowlands forest. *Nature*, vol. 322: 254-258.

- SANZ, V.P., 1974 - Geología preliminar del área Tigre-Corrientes en el Nororiente peruano. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 44: 106-127.
- SÉBRIER, M. & SOLER, P., (under press) - Tectonics and magmatism in the peruvian Andes from late Oligocene time to the present. in: *Andean magmatism and its tectonic setting*, Geological Society of America Special Paper .
- SOTO, F.V., 1979 - Facies e ambientes deposicionales cretácicos, área centro-sur de la cuenca Marañón. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 60: 233-250.
- STEINMANN, G., 1930 - *Geología del Perú*, 448p., Carl Winters Universitätsbuchhandlung.
- STERNBERG, H.O.R., 1950 - Vales tectónicas na planicie amazônicas? *Revista Brasileira de Geografia*, 4(12): 511-534.
- STERNBERG, H.O.R., 1955 - Sismicité et morphologie en Amazonie brésilienne. *Annales de Géographie*, 342: 97-105.
- STERNBERG, H.O.R., 1957 - A proposito de meandros. *Revista Brasileira de Geografia*, 4(17): 99-121.
- STEWART, J., 1971 - Neogene peralcaline igneous activity in Eastern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 82(8): 2307-2312.
- STIGLISH G., 1904 - *Río Bajo Ucayali, plano mandado levantar por la Junta de Vías Fluviales, esc. 1/740400*. Archivo Especial de Límites, Lima.
- STIGLISH G., 1907 - *Últimas exploraciones ordenadas por la Junta de vías fluviales a los ríos Ucayali, Madre de Dios, Paucartambo y Urubamba*, 461p., Lima: Oficina tipográfica de «La Opinión Nacional».
- VERNET, R. & XAVIER, J.-P., 1990 - Using remote sensing data for hydrocarbon exploration in the Andean Basins. *Bulletin des Centres Recherche Exploration et Production, Elf-Aquitaine*, 14(2): 403-418.
- VILLAREJO, A., 1988[1943] - *Así es la Selva*, 330p., Iquitos: Centro de Estudio Teológicos de la Amazonia.