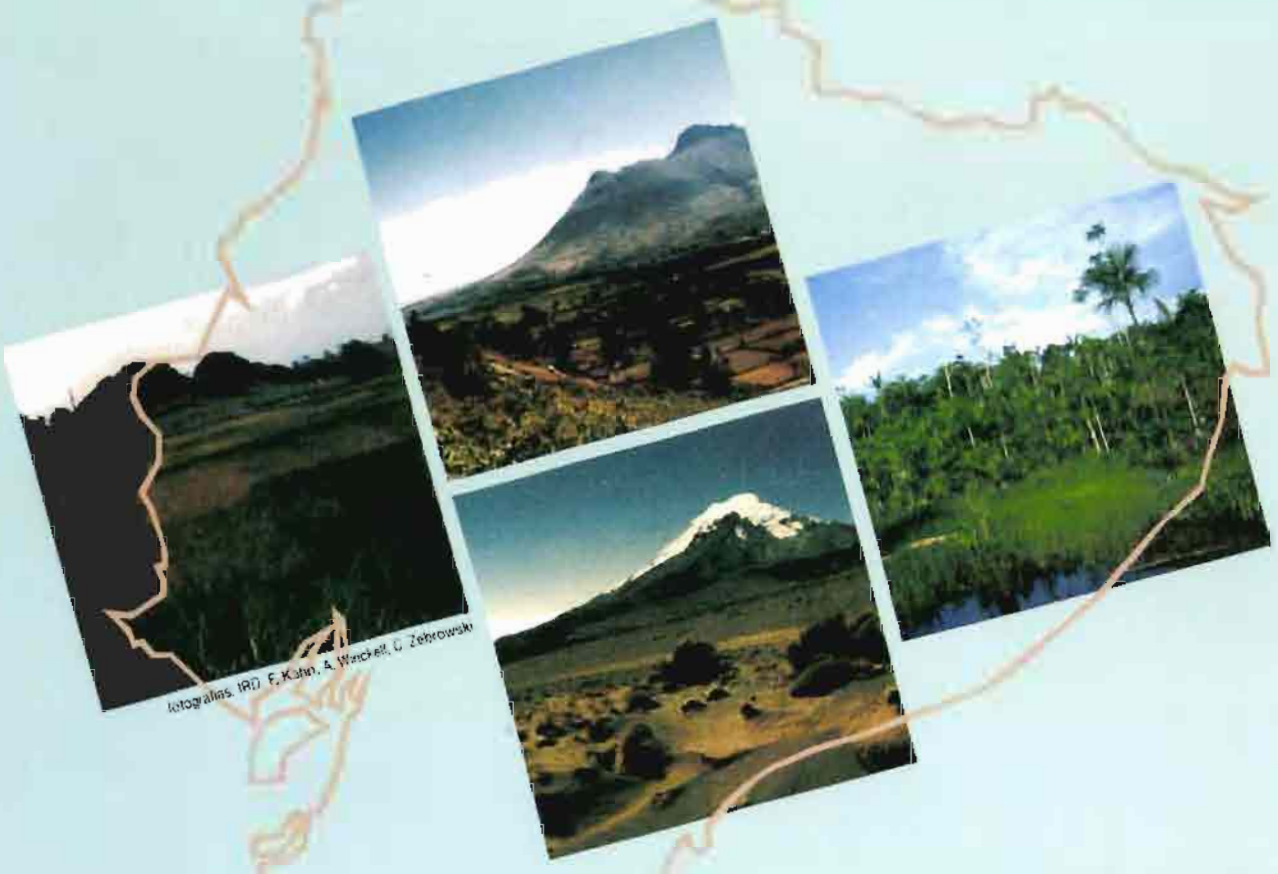
Geografía Básica del Ecuador
Tomo IV - Geografía Física
CEDIG
Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica

LOS PAISAJES NATURALES DEL ECUADOR

Volumen 1 - Las condiciones generales del medio natural

Alain Winckell, coordinador



Instituto Panamericano de Geografía e Historia

Instituto Geográfico Militar

IRD
Institut de recherche pour le développement

GEOGRAFÍA BÁSICA DEL ECUADOR
TOMO IV GEOGRAFÍA FÍSICA
VOLUMEN 1

LAS CONDICIONES DEL MEDIO NATURAL

Autores : Alain Winckell
René Marocco
Thierry Winter
Charles Huttel
Pierre Pourrut
Claude Zebrowski
Michel Sourdat

IPGH Instituto Panamericano de Geografía e Historia (Sección Ecuador)
IRD *Institut de Recherche pour le Développement* (ex-ORSTOM)
IGM Instituto Geográfico Militar

CEDIG

Publicación del Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica, en el marco del acuerdo de Cooperación Científica entre el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Sección Nacional del Ecuador, y el Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación

GEOGRAFÍA BÁSICA DEL ECUADOR

TOMO IV GEOGRAFÍA FÍSICA

VOLUMEN 1

LAS CONDICIONES DEL MEDIO NATURAL

C.E.D.I.G.

Impreso en los talleres gráficos del IGM del Ecuador

- Textos:
  Traducción y revisión : O. de Chávez, A. Armendáriz, M. Luna, C. Simon,
  C. Zebrowski, J. León, F. López
  Diagramación en Macintosh™: Darwin. Montalvo
- Cartografía :
  Programas Carto 2D, Canvas y Adobe Illustrator.
  Realización: D. Montalvo
-Separación de colores
  Pantone Impresiones

Este libro fue elaborado en 1992 a partir de los conocimientos que se tenía en esa época sobre la geografía y las ciencias asociadas, relativas al medio físico del Ecuador

© 1997 Derechos de la primera edición :
ISBN-9978-92-165-6
-- IPGH (Sección Ecuador), apartado 17-01-3898, Quito, Ecuador
ORSTOM (Francia), 213, rue La Fayette - 75480 Paris cedex.

QUITO - ECUADOR

Las opiniones expresadas en este libro son de responsabilidad exclusiva de sus autores y no constituyen necesariamente criterio atribuible a las entidades auspiciantes.

SUMARIO

LAS CONDICIONES GENERALES DEL MEDIO NATURAL

Presentación xi
Prefacio xv
Introducción xix

Capítulo 1
PRESENTACIÓN GENERAL DE LOS GRANDES RASGOS DEL RELIEVE DEL ECUADOR
Alain Winckell

1. LA CORDILLERA DE LOS ANDES O "SIERRA" 3
1.1. Los Andes septentrionales 3
1.2. Los Andes centrales 6
1.3. Los Andes meridionales 6

2. LOS RELIEVES OCCIDENTALES DE LA "COSTA" 6
2.1. Los relieves costaneros occidentales 7
2.1.1. La Costa central 8
2.1.2. La Costa norte 8
2.1.3. La Península de Salinas 8
2.2. Las llanuras costaneras occidentales 9
2.2.1. La alta llanura central 9
2.2.2. La baja llanura aluvial 9

3. LOS RELIEVES AMAZÓNICOS 9
3.1. Los relieves subandinos 9
3.2. Los piedemontes periandinos 10
3.3. Las colinas y valles periandinos 10

4. LOS RELIEVES DE LAS GALÁPAGOS 10
4.1. Las islas bajas a poco elevadas 11
4.2. Los volcanes "escudos" sin caldera 11
4.3. Los grandes volcanes "escudos" con caldera somital 11

Capítulo 2
BOSQUEJO DE LA EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL ECUADOR
René Marocco y Thierry Winter

1. PRESENTACIÓN GENERAL 16
1.1. Estado actual de los conocimientos sobre la geología del Ecuador 16
1.2. Las grandes regiones morfo-estructurales del Ecuador 17
1.3. Los grandes períodos de evolución geológica del Ecuador 17

2. EL PREANDINO 18
2.1. El material preandino 18
2.1.1. La zona subandina u Oriente 18
2.1.2. La zona andina o Sierra 19
Cordillera Oriental 19
Extremo suroeste 20
2.2. La geodinámica preandina 20

3. EL ANDINO 21
3.1. Del Mesozoico al Eoceno: el tiempo de las colisiones 21
3.1.1. El Jurásico 21
3.1.2. La primera colisión 23

3.1.3. El Cretácico inferior 24
3.1.4. El Cretácico superior 24
3.1.5. La colisión que empezó en el Cretácico terminal 25
3.1.6. Del Paleoceno al Eoceno superior 27
3.1.7. Las críticas al modelo presentado 27

3.2. Del Oligoceno al actual 30
3.2.1. El Oriente 30
3.2.2. La Sierra 31
3.2.3. La Costa 32

4. MECANISMOS DE LAS DEFORMACIONES RECIENTES EN LOS ANDES ECUATORIANOS 34
4.1. Introducción 34
4.2. La Placa Nazca 35
4.3. La sismicidad instrumental e histórica 35
4.3.1. Sismicidad relacionada con la subducción 36
4.3.2. La sismicidad superficial 38
4.3.3. La sismicidad histórica 38
4.4. Las deformaciones activas en los Andes ecuatorianos 40
4.4.1. El sistema de fallas descolgantes dextrales del centro del Ecuador 40
4.4.2. Las deformaciones en compresión en el centro del Ecuador 44
4.4.3. Las deformaciones recientes en los Andes surecuatorianos 44
Las deformaciones neógenas 44
Las deformaciones cuaternarias 47
4.5. Discusión 49
4.5.1. Influencia de una alta topografía 49
4.5.2. Influencia de la subducción 50
Influencia del buzamiento de la subducción 50
Influencia de las variaciones laterales de la edad del "slab" en la subducción 50
La apertura del Golfo de Guayaquil 51

5. CONCLUSIÓN 52

Capítulo 3
LAS GRANDES REGIONES CLIMÁTICAS Y SUS FORMACIONES VEGETALES
Charles Huttel

1. RASGOS GENERALES DEL CLIMA Y VEGETACIÓN 53
1.1. Las condiciones climáticas del Ecuador 53
1.1.1. Generalidades 53
1.1.2. Las bases de la división climatológica propuesta 54
Origen 54
Los pisos térmicos 55
Las zonas de humedad 56
Los regímenes anuales de precipitación 57
Otros factores climáticos 58
1.1.3. Significaciones de las zonas así definidas 60
1.1.4. Los problemas de delimitación 61
1.1.5. El caso particular del Archipiélago de Galápagos 62

1.2. La cobertura vegetal 63
1.2.1. Evolución de los conocimientos 63
1.2.2. Variabilidad de la vegetación debido a factores no climáticos 64
Vegetación climácica 64
Vegetación no climácica 64
1.2.3. El Estado actual de la cobertura natural 66

1.2.4. La información representada en los mapas adjuntos 68

2. FORMACIONES VEGETALES NATURALES 68
2.1. El piso de baja altitud 68
2.1.1. La zona árida 68
2.1.2. La zona muy seca 69
2.1.3. La zona seca 70
2.1.4. La zona húmeda 71
2.1.5. La zona muy húmeda 72
2.1.6. La zona hiper-húmeda 73
2.1.7. Las formaciones azonales 73
Los manglares y sus partes tierra adentro 73
Otras formaciones vegetales litorales 74
Los bosques pantanosos 74
Lagos y lagunas 74
2.1.8. Las Islas Galápagos 75

2.2. El piso intermedio 75
2.2.1. Las vertientes exteriores de los Andes 76
2.2.2. Las depresiones intra-andinas 77
Las zonas muy seca y seca 77
La zona húmeda 78
La zona muy húmeda 78
2.2.3. Las vegetaciones azonales 78

2.3. El piso alto 79
2.3.1. Las zonas hiper-húmeda y muy húmeda 79
La franja alta 79
Los matorrales de reemplazo 79
2.3.2. Las zonas húmeda y seca 79

2.4. El piso muy alto 79
2.4.1. El matorral 81
El matorral de las vertientes intra-andinas 82
El matorral de las vertientes externas 82
El matorral seco del Sur 82
El matorral degradado 82
Los matorrales de montaña de Galápagos 83
2.4.2. El páramo
Páramo en suelos bien drenados 84
Páramos pantanosos 84
Páramos secos 84
Límite inferior de los páramos 85
Límite superior de los páramos 85
Páramos de almohadillas 85
Variantes geográficos 85
"Pampas" de Galápagos 86
Formaciones azonales 86

Capítulo 4
CARACTERÍSTICAS HIDROGRÁFICAS E HIDROLÓGICAS DE LOS GRANDES ÁMBITOS MORFO-CLIMÁTICOS DEL ECUADOR
Pierre Pourrut

1. FACTORES CONDICIONANTES DE LA RED HIDROGRÁFICA Y DE LOS REGÍMENES HIDROLÓGICOS 87

2. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LAS REDES HIDROGRÁFICAS Y CLASIFICACIÓN DE LOS REGíMENES HIDROLÓGICOS 88
2.1. Régimen pluvial tropical semihúmedo de la Costa 88
2.2. Régimen pluvial tropical muy húmedo de la región septentrional 89
2.3. Régimen pluvial tropical árido de la costa meridional 89
2.4. Régimen pluvial tropical complejo de la cuenca del Guayas 91
2.5. Régimen pluvial tropical húmedo de la ladera occidental 91
2.6. Régimen pluvio-nival interandino 92
2.7. Régimen pluvial andino meridional con influencia oriental 92
2.8. Régimen glacio-nival de montaña 93
2.9. Régimen pluvial persistente muy húmedo de la región amazónica 95

3. CONCLUSIÓN 96

Capítulo 5
LOS FACTORES DE LA PEDOGÉNESIS Y LOS SUELOS EN ECUADOR
Claude Zebrowski, Michel Sourdat

1. OBSERVACIONES GENERALES 97

2. LA LEYENDA DE LOS SUELOS 99

3. LOS SUELOS ALUVIALES: A 101
3.1. Suelos del medio fluvio-marino: A1 101
3.2. Suelos del medio fluvial 101
3.2.1. Los suelos fluviales minerales 101
3.2.2. Los auelos fluviales orgánicos: A5 103

4. LOS SUELOS SOBRE CENIZAS VOLCÁNICAS: C 103
4.1. Las emisiones volcánicas 103
4.2. Los factores de la pedogénisis 104
4.2.1. Los materiales 104
4.2.2. El clima 105
4.3. Los suelos poco evolucionados: C1 107
4.3.1. Los suelos de arena gruesa: C11 107
4.3.2. Los suelos de arena fina 107
4.4. Los suelos humíferos con halloysita, los brunizems: C2 107
4.5. Los suelos humíferos con alófanos, los andosoles: C3 109
4.5.1. Los Andosoles saturados: C31 109
4.5.2. Los Andosoles desaturados 110

5. LOS SUELOS SOBRE ROCAS ANTIGUAS: S 113
5.1. Los factores de la Pedogénesis 113
5.1.1. El clima 113
5.1.2. La roca madre 115
5.1.3. La topografía 115
5.2. Los suelos poco evolucionados: S1 115
5.3. Los planosoles: S2 116
5.4. Los suelos con carácter mólico: S3 117
5.5. Los suelos vérticos y vertisoles: S4 119
5.6. Los suelos pardos S5 120
5.7. Los suelos fersialíticos: S6 121
5.8. Los suelos ferralíticos y seudo-ferralíticos 122
5.8.1. Los suelos ferralíticos: S7 123
5.8.2. Los suelos ferralíticos o seudo-ferralíticos desaturados: S8 123
5.9. Los suelos Podzólicos: S100 126

6. EL MAPA DE SUELOS A 1 : 2'000.000 126

Capítulo 6
LA EROSIÓN AGRÍCOLA DE LOS SUELOS EN EL ECUADOR
George de Noni, Marc Viennot, Germán Trujillo

1. LA EROSIÓN DE LOS SUELOS EN EL ECUADOR: UN FENÓMENO ANTRÓPICO EN MEDIO AGRÍCOLA 130
1.1. Bajo condiciones naturales normales 130
1.2. Bajo condiciones naturales "anómalas" 132
1.3. Bajo condiciones antrópicas 133

2. LOS MECANISMOS DE LA EROSIÓN DE LOS SUELOS EN EL ECUADOR: DE LA LLUVIA Y DE LOS HOMBRES 134
2.1. La erosión pluvial 134
2.2. La erosión antrópica 137

3. LA EROSIÓN DE LOS SUELOS EN LA SIERRA VOLCÁNICA ECUATORIANA 137
3.1. Una situación erosiva alarmante 138
Los principales tipos de relieve 138
Los procesos predominantes de erosión 138
Los datos en cifras sobre la erosión 139
3.2. El difícil manejo de la erosión 142

4. CONCLUSIÓN 142

BIBLIOGRAFÍA 145

ILUSTRACIONES

RELIEVE

Fig. 1. Grandes conjuntos del relieve del Ecuador 4
Fig. 2. Mosaico de imágenes Landsat MSS del Ecuador 5
Fig. 3. Cortes topográficos a través del Ecuador 7
Fig. 4. Tipos de islas del achipiélago de Galápagos 11
Fig. 5. Mosaico de imágenes Landsat (MSS y RBV) del archipiélago de Galápagos 12

GEOLOGÍA

Fig. 1. Contexto geodinámico actual del Ecuador 16
Fig. 2. Corte esquemático de la topografía de las diferentes regiones 17
Fig. 3. Corte esquemático de la estratigrafía del Paleozoico del Oriente 19
Fig. 4. Modelo de evolución del margen ecuatoriano durante el Mesozóico 22
Fig. 5. Vista del mapa del modelo de acreación del arco de Macuchi 25
Fig. 6. Mapa geológico simplificado de la Cordillera Oriental del Ecuador central 26
Fig. 7. Mapas de las facies del Cenozoico 28
Fig. 8. Corte esquemático de la estratigrafía del Cenozoico del Oriente 29
Fig. 9. Evolución dinámica de la cuenca de Cuenca 32
Fig. 10. Mapa de situación de las cuencas cenozoicas de la Costa ecuatoriana 33
Fig. 11. Esquema de las placas mar adentro de América del Sur 35
Fig. 12. Unidades estructurales mayores del noroeste de América del Sur 36
Fig. 13. Esbozo topográfico y sismotectónico del Ecuador 36
Fig. 14 Proyecciones E-O de los sismos con magnitud ≥ 5.0 ubicados entre las latitudes de 2°30'S y 1°30'N (a) y 2°30'S y 6°S (b) 37
Fig. 15. Mapa de las isosistas de cinco sismos históricos que afectaron la depresión interandina ecuatoriana.. 39
Fig. 16. Esquema estructural del Ecuador 40
Fig. 17. Corte esquemático E-O del Ecuador en 1° de latitud sur 41

Fig. 18. Expresión morfológica de la falla de Pallatanga (flechas) a 3.600 m en la Cordillera. Vista hacia el SE 42
Fig. 19. Ejemplo de una berma pantanosa que bordea la parte alta de la falla 43
Fig. 20. Mapa topográfico de los pliegues en el relleno plio-cuaternario de la depresión internadina de Latacunga - Ambato 45
Fig. 21. Vista hacia el sur de la falla de Girón - Santa Isabel
Fig. 22. Vista hacia el noreste del espacio de la falla principal parcialmente exhumado 47
Fig. 23. Perfiles topográficos E-O realizados a través de los Andes 48

CLIMA Y VEGETACIÓN

Fig. 1. Diagrama adaptado según Mac Dougall. 55
Fig. 2. Precipitaciones (Promedio de 10 años y evapotranspiración potencial en tres sitios de la región litoral) 56
Fig. 3. Regímenes pluviométricos de las regiones ecuatorianas 57
Fig. 4. Variación del número de meses secos en función de la evaluación de la evapotranspiración potencial (ETP multiplicado por 1; 1,2 y 1,4) 58
Fig. 5. Relación altitud/evapotranspiración potencial. datos de 63 estaciones ubicadas por encima de los 500 m de altitud; ETP en escala logarítmica 62
Fig. 6. Ubicación de algunos cultivos en un diagrama de Mac Dougall transformado 63

HIDROGRAFÍA e HIDROLOGÍA

Fig. 1. Regímenes hidrológicos 89
Fig. 2. Régimen hidrológico pluvial tropical semi-húmedo de la Costa - Río Carrizal 93
Fig. 3. Régimen hidrológico pluvial tropical semi-húmedo de la Costa - Río Paján 93
Fig. 4. Régimen hidrológico pluvial tropical árido de la Costa meridional - Río Tinto 93
Fig. 5. Régimen hidrológico pluvial tropical complejo de la cuenca del Guayas - Río Daule 93
Fig. 6. Régimen hidrológico pluvial tropical húmedo de la ladera occidental - Río Bulubulu 93
Fig. 7. Régimen hidrológico pluvio-nival andino - Guayllabamba 93
Fig. 8. Régimen hidrológico pluvio-nival andino - Río Ambato 95
Fig. 9. Régimen hidrológico pluvio-nival andino - Río León 95
Fig. 10. Régimen hidrológico pluvial sur-andino - Río Alamor 95
Fig. 11. Régimen hidrológico glacio-nival de montaña - Río Antisana 95
Fig. 12. Régimen hidrológico glacio-nival de montaña - Río Guachala 95
Fig. 13. Régimen hidrológico pluvial persistente muy húmedo Amazónico - Río Coca 95
Fig. 14. Régimen hidrológico pluvial persistente muy húmedo Amazónico - Río Bomboiza 95

SUELOS

Fig. 1. Mapa de repartición de los suelos 128

EROSIÓN

Fig. 1. Zonas afectadas por procesos de erosión y grado de actividad 131
Fig. 2. Prácticas agrícolas y pérdidas de tierra entre 1986 y 1988 135
Fig. 3. Escurrimiento concentrado y difuso 139
Fig. 4. Asociación de escurrimiento y movimiento en masa 140

PRESENTACIÓN

En las postrimerías del milenio, en las que se enfrentan corrientes de globalización de una parte, el reconocimiento a la diversidad local por otra, emerge la valoración por el ambiente y por ende, la necesidad de re-pensar el medio físico como el soporte fundamental de la actividad humana. Los modos de ocupación del suelo, el uso de los recursos naturales, la búsqueda de modelos de desarrollo sostenible, paralelamente a un mayor avance de las ciencias de la tierra, son demostraciones de que el territorio es un espacio multidimensional, que tiene que ser manejado como conjunto único, interdependiente, armónico, conservando el equilibrio entre los procesos naturales y las demandas de producción. El paisaje se encuentra al centro de una lectura metodológica concreta de parte de esta nueva visión.

El estudio científico del paisaje comenzó a finales del siglo XIX. El concepto de paisaje que ha estado casi ausente de la geografía física moderna, últimamente está cobrando renovado interés. Es necesario reconocer que tentativas en este sentido suponen una reflexión metodológica y de investigaciones especializadas que en parte superan los límites de la geografía física tradicional. El paisaje no es simplemente la suma de elementos geográficos, es el resultado de la combinación dinámica, y por tanto cambiante, de elementos físicos, biológicos y antrópicos que al interactuar los unos con los otros hacen del paisaje un conjunto único e indisociable en continua evolución.

Obviamente, no todos los problemas que se presentan en las zonas de transición, relacionados con los suelos y con la vegetación local se pueden resolver al introducir la morfología paisajística, pero el resultado es mucho más satisfactorio que si se basa la investigación en el estudio separado de la climatología, geomorfología, edafología, hidrología y similares.

Los autores, en un esfuerzo multidisciplinario e interinstitucional nos proponen una visión diferente del espacio físico ecuatoriano. Han tomado el camino difícil de la integración para entregarnos la realidad física en unidades paisajistas, sustentadas en la descripción de las condiciones generales de los elementos naturales más relevantes de nuestro medio.

A los aportes que han realizado Maldonado, Humboldt, Villavicencio, Wolf, Terán, y otros, -quienes nos han provisto de la infraestructura geográfica básica y han ido modelando el concepto geográfico que de nuestro país se han formando las generaciones pasadas y presentes- se suma este, con una visión no solo actualizada, sino diferente, al abordar la geografía física ecuatoriana con visión paisajística, tanto al nivel de

detalle expresado en unidades morfoedafológicas , como en las visiones de conjunto a través de las formas de relieve regional. Muy nueva esta forma de construcción del concepto del espacio geográfico ecuatoriano.

El Instituto Panamericano de Geografía e Historia presenta a la comunidad estudiosa e interesada en conocer más profundamente el Ecuador físico, el IV tomo de la colección "Geografía Básica del Ecuador: la " Geografía Física" que está contenida en dos volúmenes:

- El Libro Primero, titulado "Las Condiciones Generales del Medio Natural", nos introduce a través de una visión general y de diversidad de los grandes rasgos del relieve (capítulo 1) hacia la evolución geodinámica del Ecuador (capítulo 2)con un análisis global de la naturaleza mineral y de las fuerzas internas que la han formado. Se completa con el análisis de los procesos superficiales, el mismo que parte de la explicación de las grandes regiones climáticas y sus formaciones vegetales naturales (capítulo 3), pasa por las características hidrográficas e hidrológicas de los grandes ámbitos morfoclimáticos (capítulo 4), los factores de la pedogénesis (capítulo 5), hasta llegar a explicar la erosión agrícola de los suelos (capítulo 6).

- El Libro Segundo, titulado "Las Regiones y Paisajes del Ecuador", nos entrega el Ecuador en conjuntos paisajísticos. Se presentan los paisajes andinos de la Sierra del Ecuador (capítulo 1) en los que acertadamente se diferencian las vertientes y estribaciones andinas exteriores, las cimas frías de la cordillera de los Andes, el ámbito interandino, para terminar con los relieves de la Sierra austral. Nos llevan a reconocer en los paisajes costeros (capítulo 2), las diferencias entre las regiones costeras noroccidentales, las regiones costaneras centrales de Manabí, la península de Salinas y la isla Puná, de la llanura central y su piedemonte. Se inicia la introducción de los paisajes de la amazonía ecuatoriana (capítulo 3)por el lado más próximo a los Andes, los relieves subandinos, para completarla con la amazonía periandina. Se hacen diferenciaciones singulares en los paisajes de las islas Galápagos, como son las islas bajas o partes de islas bajas hasta poco elevadas, los volcanes escudos sin caldera, los volcanes escudos con caldera, diversidad que se complementa resaltando las formas comunes al conjunto del archipiélago.

Esta obra es fruto de la estrecha colaboración entre investigadores ecuatorianos y franceses, enmarcada en convenios de cooperación entre el Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Sección Nacional de Ecuador (IPGH) y el Instituto Francés para la Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación (ORSTOM). Varias son las ilustres personas ecuatorianas y francesas que han precedido al Crnl.Ing. Fabián Durango, Crnl. Ing. Medardo Terán, Presidente y Secretario Técnico actuales del IPGH, y a Michel Portais, Representante de

ORSTOM en Ecuador, que junto a ellos, han mantenido su apoyo en esta tarea de largo plazo, a quienes agradecemos profundamente. Especial mención tenemos que hacer a Alain Winckell que ha sido el alma científica y persuasiva de esta nueva Geografía Física del Ecuador.

María Augusta Fernández
Miembro Principal de la Comisión
de Geografía del IPGH

PREFACIO

Esta obra, realizada en su forma final por un equipo relativamente reducido, sólo pudo llevarse a cabo gracias a múltiples colaboraciones por una parte, y porque fue posible disponer de trabajos anteriormente realizados.

• Este tomo, resultado de un trabajo colectivo, se benefició del aporte de diferentes participantes.

Responsable del tomo y coordinación general: Alain Winckell

Elaboración del mapa de paisajes naturales:
Alain Winckell
Claude Zebrowski
Michel Sourdat
Svetlana Zavgorodnyaya de Costales

Realización de la leyenda explicativa:

Libro 1. Las condiciones generales del medio natural del Ecuador
Capítulo 1. Los grandes conjuntos del relieve, por Alain Winckell
Capítulo 2. Bosquejo de la evolución geodinámica, por René Marocco y Thierry Winter
Capítulo 3. Las grandes regiones climáticas y sus formaciones vegetales naturales, por Charles Huttel
Capítulo 4. Características hidrográficas e hidrológicas de los grandes ámbitos morfoclimáticos, por Pierre Pourrut
Capítulo 5. Los factores de la pedogénesis y los suelos, por Claude Zebrowski y Michel Sourdat
Capítulo 6. La erosión agrícola de los suelos, por Georges De Noni, Marc Viennot y Germán Trujillo

Libro 2. Las regiones y paisajes del Ecuador
Capítulo 1. Los paisajes andinos, por Alain Winckell (paisajes y geomorfología) con la colaboración de Claude Zebrowski (suelos)
Capítulo 2. Los paisajes costeros, por Alain Winckell (paisajes y geomorfología) con la colaboración de Claude Zebrowski (suelos)
Capítulo 3. Los paisajes de la Amazonía ecuatoriana, por Michel Sourdat con la colaboración de Alain Winckell
Capítulo 4. Los paisajes del archipiélago de Galápagos, por Alain Winckell

• Este trabajo incorpora, por otra parte, los resultados de trabajos esencialmente de orden cartográfico, realizados en el marco de diferentes instituciones ecuatorianas:

El Programa Nacional de Regionalización Agraria (PRONAREG) del Ministerio Ecuatoriano de Agricultura y Ganadería (MAG), que elaboró, en colaboración con ORSTOM (Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération), un inventario nacional de los recursos naturales renovables en el marco de convenios de cooperación internacional entre 1975 y 1985.

Entre el personal ecuatoriano del PRONAREG, participaron más particularmente en la cartografía de inventario:

Jorge Acosta
Guillermo Almeida
Armando Carvajal
Nicolás Corvalán
Luis Gordillo
Osvaldo Guevara
César Loaiza
Galo Manrique
Alfredo Muñoz
Gustavo Tapia
Gustavo Tipantuña
Patricio de la Torre
Jaime Torres
Svetlana Zavgorodnyaya de Costales
Marcelo Zúñiga

Este inventario cartográfico sólo pudo ser llevado a feliz término gracias al apoyo decisivo que recibimos de los sucesivos directores de PRONAREG, los Ingenieros, Enrique Suárez, Baldemar Alava y Jaime Torres.

La CEDEGE (Comisión de Estudios para el Desarrollo de la Cuenca del Guayas) que, por intermedio de su departamento de Agrología, dirigido por Víctor Mendoza, realizó numerosos estudios sobre la edafología y agronomía de la cuenca del Guayas.

El PREDESUR (Programa Regional para el Desarrollo del Sur del Ecuador) que elaboró investigaciones sobre la edafología y la agronomía de las regiones cercanas a la frontera sur.

• *Conviene también mencionar los diferentes organismos o servicios, cuya colaboración fue esencial para la realización de este trabajo:*

La Unidad de Teledetección del Laboratorio de Informática Aplicada del ORSTOM en Bondy, y particularmente a Annick Aing e Isabelle Rannou, por los tratamientos fotográficos de las imágenes Landsat y Spot.

El INGALA (Instituto Nacional Galápagos), el SNPG (Servicio del Parque Nacional Galápagos) en la persona de Miguel Cifuentes, La Fundación Charles Darwin (Juan Black) y la Estación de Investigación Charles Darwin (Gunther Reck), por la ayuda logística y científica aportada durante la realización de los trabajos en el archipiélago de las Galápagos.

El CLIRSEN (Centro de Levantamientos Integrados de Recursos Naturales por Sensores Remotos), por haber puesto gentilmente a nuestra disposición la cobertura RADAR del territorio ecuatoriano. Agradezco en particular a Néstor Espinoza y a Augusto González.

El CEDIG (Centro Ecuatoriano de Investigación Geográfica), en la persona de sus Directores Nelson Gómez y Juan León, y el IPGH (Instituto Panamericano de Geografía e Historia), en la persona de su Secretario Técnico Medardo Terán, por haber auspiciado la publicación de esta obra.

• *Por fin, me es grato mencionar en especial a:*

Michel Portais, asesor ORSTOM en el CEDIG, por la confianza que me brindó entregándome la responsabilidad de este tomo de la Geografía Básica,

Mi esposa, Marie-Claude, quien aceptó encargarse de la ingrata tarea de una parte de los trabajos de levantamiento y tratamiento de textos,

Olga de Chávez, Alicia Armendáriz, Martha Luna y Caroline Simon quienes aseguraron gran parte de las traducciones,

Darwin Montalvo, quien realizó, en computadora Apple Macintosh, la confección de la mayoría de las ilustraciones,

Néstor H. Matamoros, Juan B. León y Gabriela Maldonado por su lectura y corrección de los textos,

Pierre Peltre por la supervisión de los trabajos de edición,

Agradezco a todos sincera y calurosamente.

Alain Winckell

INTRODUCCION

La orientación del estudio

Presentar en una sola obra un medio físico tan diversificado como el del Ecuador fue un verdadero reto. Cuando se sabe que sobre un corte en línea recta de menos de 50 km, se pasa en forma continua, gracias al gradiente altitudinal, del bosque perennifolio de la Amazonía a los paisajes glaciares actuales que alcanzan más de 6.000 m de altitud, resulta fácil sospechar la dificultad de semejante empresa.

Se nos presentaban dos soluciones para intentar enfrentar tal diversidad.

- Un primer método, relativamente convencional, consistía por ejemplo, en estudiar sucesivamente cada uno de los temas relacionados con el medio natural ecuatoriano. El estudio tomaba entonces la forma de una serie de contribuciones asumidas por cada uno de los especialistas de las diferentes disciplinas involucradas: geología, geomorfología, climatología, hidrología, ecología, edafología y agronomía, etc.

Este acercamiento monodisciplinario, indispensable en una primera fase para adquirir el conocimiento de todos los fenómenos que conforman la caracterización del medio, deja sin embargo en el geógrafo un sentimiento de insatisfacción, ya que tiende a menospreciar, por lo menos parcialmente, el componente espacial.

- El segundo consistía en privilegiar el acercamiento regional intentando abarcar el conjunto de las características del medio físico, para llegar a una división, creando unidades regionales, homogéneas o heterogéneas, pero fácilmente perceptibles y que integren las características físicas en el marco espacial del medio ambiente.

Esta forma es indudablemente más difícil de llevar a cabo que la primera, ya que realizar una zonificación realista, exige, por una parte, un buen conocimiento de la realidad geográfica y por otra parte, una coordinación más completa entre los diferentes especialistas temáticos.

Sin embargo, presenta para el usuario una segura ventaja ya que puede encontrar así unidades paisajísticas que conoce y además percibe intuitivamente.

Este segundo método de análisis, que adoptamos, era aplicable en el caso del Ecuador, debido a las siguientes circunstancias favorables:

- el Ecuador, con una superficie de 256.370 km^2, es un país relativamente pequeño, con una accesibilidad globalmente satisfactoria, lo que nos permitió recorrer, conocer y estudiar el país en su totalidad;
- los trabajos realizados durante el convenio PRONAREG-ORSTOM, produjeron la documentación científica indispensable, pero también nos permitieron residir en el país durante un período suficientemente largo (desde 1975 a 1985), para adquirir el conocimiento necesario del medio ecuatoriano.

Por lo tanto, fue en condiciones relativamente favorables como juntos, geógrafos y edafólogos, pudimos dominar este acercamiento paisajístico del medio natural del Ecuador.

Las fuentes de información

Todos los documentos publicados en el marco de este proyecto fueron sometidos a una actualización y a una homogeneización general, como preámbulo indispensable a la

presentación de los resultados a nivel nacional.

La cartografía básica

Por razones de comodidad de presentación, el mapa final de los paisajes está publicado a escala de 1:1'000.000, pero se escogió una escala intermedia de elaboración a 1:500.000.

El único documento existente a esta escala en el Ecuador y que presentaba una fiabilidad suficiente para ser utilizado con fines cartográficos era, al principio de la realización de este trabajo, el Mapa Aeronáutico del Ecuador, en Proyección Conforme de Lambert, realizado por el I.G.M. Pudimos beneficiarnos de copias en soporte indeformable de las "minutas" originales de este documento, que en aquel entonces estaba en proceso de elaboración; son las hojas:

CAE 1: Norte, 1987
CAE 2: Centro-Oeste, 1984
CAE 3: Centro-Este, 1986
CAE 4: Sur, 1985
CAE 5: Galápagos, 1986.

Este mapa presentaba dos ventajas decisivas:

- separaba netamente las regiones que habían sido objeto de una cartografía regular clásica a 1:25.000, 1:50.000 o 1:100.000, con todos los criterios de fiabilidad indispensables a una explotación cartográfica. Se diferenciaban así netamente de las demás, donde a falta de mapas con gran o mediana escala, se había procedido a una representación esquemática de los principales rasgos planimétricos;
- era perfectamente compatible con toda la cartografía elaborada a 1:200.000 durante los trabajos PRONAREG-ORSTOM, según un método similar. Para este último, habiamos procedido así mismo a la reducción de la cartografía regular disponible, que se había completado, en las zonas sin informacion, por ensamblajes de fotomosaicos aéreos o ampliaciones de imágenes Landsat, ajustados en la cartografía básica disponible.

La reducción a 1:500.000 de toda la cartografía básica ORSTOM-PRONAREG, nos permitió por lo tanto disponer de una carta complementaria al mapa aeronáutico en la región costanera, Galápagos y gran parte de la Sierra.

Para las demás regiones: parte norte y vertientes externas de la Sierra, así como la casi totalidad de la Amazonia, sobre las cuales la cartografía de inventario había utilizado bases de origen y fiabilidad diversas: croquis planimétricos, mapas provisionales a 1:250.000 y 1:500.000, realizamos una reordenación global. Para eso, elaboramos un mapa básico a 1:500.000 para interpretación de las redes hidrográficas, carreteras, ciudades y principales cumbres a partir de ampliaciones de las imágenes Landsat, ajustadas luego sobre la cartografía precedente.

Esta fase preliminar constituía el preámbulo indispensable a cualquier cartografía temática, y nos permitió disponer de una base geográfica homogénea, actualizada y confiable, sobre la totalidad del territorio ecuatoriano.

Luego, fue objeto de una reducción fotomecánica a 1:1'000.000, para constituir la base definitiva utilizada como soporte de esta publicación.

La documentación temática

Se trata, en su casi totalidad, de las cartografías de inventario realizadas durante los trabajos PRONAREG-ORSTOM, que dieron lugar a la elaboración de los siguientes documentos utilizados:

Inventario cartográfico a 1:200.000, de los recursos naturales renovables de la Costa del Ecuador:

- mapas morfoedafológicos,
- mapas de las formaciones vegetales,
- mapas de aptitudes agrícolas.

Cartografía morfoedafológica a 1:500.000 de la Amazonia ecuatoriana.

Cartografía edafológica a 1:50.000 y 1:200.000 de los Andes del Ecuador.

Inventario cartográfico de los recursos naturales renovables del archipiélago de Galápagos (Convenio ORSTOM-PRONAREG-INGALA):

- mapas geomorfológicos y de las formaciones vegetales a 1:100.000,
- mapas edafológicos, de uso actual de suelo y de aptitudes de las zonas agrícolas a 1:50.000

Cartografía de las formaciones vegetales de los Andes del Ecuador a 1:50.000 y 1:200.000.

Estas diversas cartografías habían sido realizadas integrando los resultados de los diferentes trabajos anteriores, entre los cuales destacan las obras de T. Wolf (1892-1976), W. Sauer (1965) y el trabajo de F. Faucher y E. Savoyat (1973).

También recogía parte de los numerosos trabajos locales o regionales, de extensión generalmente limitada, y realizados en varias escalas de 1: 10.000 a 1: 250.000, esencialmente con objetivos de hidroagrícolas, por:

. la CEDEGE,
. el CRM (Centro de Rehabilitación de Manabí),
. el INERHI (Instituto Ecuatoriano de Recursos Hidráulicos),
. el PREDESUR.

El método de elaboración temática

La fase de inventario: la unidad morfoedafológica

Las unidades representadas en los documentos relativos a los estudios de paisajes elaborados durante los trabajos ORSTOM-PRONAREG eran esencialmente del tipo "unidad morfoedafológica".

En un primer tiempo, se había procedido a una identificación del orden geomorfológico: relieve, formaciones litológicas y superficiales, morfogénesis y morfodinámica. Estas informaciones habían sido cruzadas con los datos climáticos (datos de las estaciones, indicadores de vegetación e interpretación de las imágenes Landsat) y edafológicos (estudios de perfiles, de la variabilidad espacial y de los resultados de análisis).

Este conjunto de parámetros nos permitió luego realizar una división del medio natural a dos niveles: un marco climático regional, subdividido en unidades morfoedafológicas homogéneas.

La fase de integración: de la forma del relieve a la región

Estas unidades morfoedafológicas homogéneas constituyeron, evidentemente, la información básica, el punto de partida obligatorio del posterior proceso de integración con miras a la realización del mapa de los paisajes físicos.

El paso de 1:200.000 al 1:1'000.000 impuso, por la reducción de la escala, una necesaria

simplificación de la representación cartográfica, pero también una concepción diferente de la naturaleza de la unidad cartografiada.

- En los mapas de inventario a 1:200.000, las unidades morfoedafológicas cartografiadas representan en realidad formas del relieve homogéneas, la unidad elemental de percepción "macro" del modelado, la geofacies.

- Por lo contrario, las unidades escogidas para la elaboración del mapa de los paisajes a 1:1'000.000, se ubican a otro nivel de percepción y pueden definirse como cierta organización de las formas de relieve entre sí, llevando así a la concepción de paisajes.

Por lo tanto son zonas complejas, que resultan del acomodamiento estructural de las formas entre sí, y que están ligadas por relaciones de proximidad y complementaridad. Estos paisajes se caracterizan generalmente por cierto modo de funcionamiento, antiguo y/o actual: morfogénesis, pedogénesis, dinámica actual y constituyen así verdaderos sistemas geográficos naturales integrados, o "geosistemas".

- Un tercer nivel de organización nos llevó a caracterizar y delimitar regiones concebidas como asociación de paisajes en un marco geográfico definido. Estas regiones se caracterizan por reglas estrictas de repartición y las variaciones de estas modalidades permitiendo distinguir las regiones entre sí.

La definición de estas regiones fue elaborada, a nivel de todo el Ecuador, respetanto tres reglas simples:

- la región, para ser representativa, debía tener una superficie bastante amplia;
- debía presentar una característica física original, de cualquier naturaleza que sea, pero siempre claramente definida;
- su realidad física y geográfica debía ser fácilmente percibida con relación a sus vecinas en el entorno físico.

Es esta división regional la que constituye la osamenta del texto de presentación de esta obra.

- Por fin, estas regiones se integraron en los diferentes medios naturales ecuatorianos: Costa, Sierra, Amazonía y Galápagos, que contribuyen a subdividir. Esta distinción proviene de una selección realizada a priori, y no discutible, que toma en cuenta la realidad física ecuatoriana, por una parte, y la percepción que los ecuatorianos poseen de ésta, por otra parte. Este último aspecto resulta ser un elemento esencial ya que el tomo "Los Paisajes Naturales del Ecuador" integra la Geografía Básica, una presentación actualizada de la realidad geográfica del Ecuador.

La presentación de los resultados

Los resultados de este estudio están, por lo tanto, presentados bajo dos formas:

Un primer libro, introductivo al conocimiento general del medio natural ecuatoriano, trata sucesivamente en capítulos sintéticos, las condiciones generales del medio: los grandes rasgos del relieve, la historia geológica, el marco climatico-ecológico, las regiones hidrológicas, las condiciones de la morfogénesis-pedogénesis, los suelos y la erosión agricola en el Ecuador.

Un segundo libro constituye el acercamiento regional, y está dividido en dos partes:

- Una cartografía de los paisajes a escala de 1:1'000.000, con una leyenda explicativa climato, morfopedológica para cada paisaje cartografiado.
- Una presentación de la división regional realizada en cada uno de los cuatro medios ecuatorianos, acompañada por un análisis detallado de los paisajes, formas de relieve, suelos, etc., que las componen.

Libro 1

LAS CONDICIONES GENERALES DEL MEDIO NATURAL

Capítulo 1

LOS GRANDES RASGOS DEL RELIEVE EN EL ECUADOR

Alain Winckell
ORSTOM

El relieve del Ecuador se caracteriza por una extraordinaria diversidad de paisajes. La presencia, en su parte media, del gran eje montañoso meridiano que constituye la Cordillera de los Andes, dio origen a la separación del país en tres regiones o conjuntos continentales cuyas delimitaciones y definiciones son incontestables: en el centro, los relieves montañosos de la cordillera de los Andes; al oeste las llanuras y relieves colinarios de la región costanera; al este las cordilleras, colinas y llanuras de la Amazonía.

A estos tres conjuntos, conviene añadir el archipiélago de las Galápagos, medio insular también muy diversificado, que asocia islas bajas y altos volcanes activos con caldera.

1. LA CORDILLERA DE LOS ANDES O "SIERRA"

En el Ecuador constituye una impresionante barrera montañosa meridiana cuyo ancho, contando las vertientes externas, varía generalmente entre 100 y 150 km de este a oeste, siendo la parte central la más estrecha; mientras que en el sur, a proximidad de la frontera peruana, los relieves montañosos andinos prolongados por los de las cordilleras subandinas amazónicas, se ensanchan progresivamente hasta constituir una cordillera, ciertamente menos marcada, pero de 180 a 200 km de ancho.

Esta barrera alta y continua está en realidad compuesta por tres tramos sucesivos, con direcciones ligeramente diferentes:

- en el norte, entre la frontera con Colombia y la línea equinoccial, la cordillera sigue una orientación dominante SSO-NNE y SO-NE en su extremo norte, prolongándose con esta dirección en Colombia;
- en el centro, entre la línea equinoccial y el paralelo 2°30'S, la dirección es casi perfectamente meridiana y los Andes presentan aquí su más pequeño desarrollo lateral;
- al sur del paralelo 2°30'S, los ejes del relieve presentan una neta orientación SSO-NNE, paralela al trazado de la linea costera, y prosiguen así en el extremo norte de los Andes peruanos.

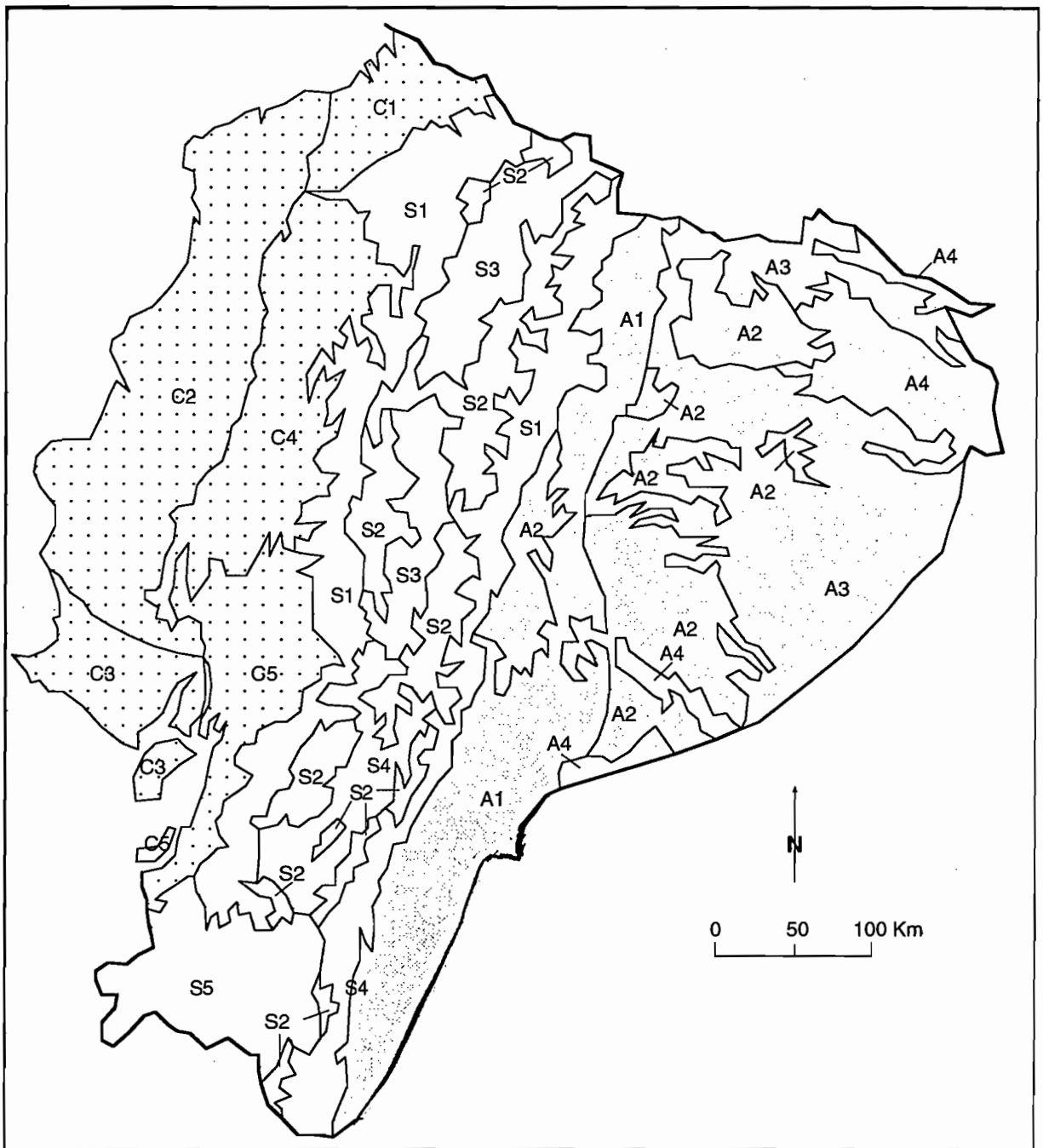
Esta división en tres partes corresponde a diferentes facies de la cordillera con una muy marcada variación del norte al sur. (Ver Fig. 1 y 2)

1.1. LOS ANDES SEPTENTRIONALES (Fig 3, a y b)

En su parte norte, desde la frontera colombiana hasta la latitud de Palmira-Alausi (2°15' sur), la cordillera tiene su aspecto más conocido, que fue descrito por Humboldt como la "Avenida de los Volcanes". Es una cadena con flancos externos muy empinados que dominan las regiones costaneras y amazónicas, con desniveles de aproximadamente 3.000 m y con elevaciones de hasta 4.000-4.500 m en las dos cordilleras, meridianas al centro e incurvadas hacia el este en el extremo norte.

Estas barreras se elevan localmente mucho más, ya que soportan un verdadero rosario de volcanes, algunos activos, pero apagados en su mayoría, entre los cuales el más alto, el Chimborazo, culmina a 6.310 m. Los relieves en esta zona son vigorosos, marcados por la huella glaciar cuaternaria en las partes cimeras y atenuados por los depósitos eólicos sucesivos de productos volcánicos.

Fig. 1. Grandes conjuntos de relieve del Ecuador



LA SIERRA
S1 Las vertientes externas
S2 Las tierras altas frías
S3 Las cuencas interandinas del Norte
S4 Las cuencas interandinas centrales
S5 La Sierra Austral

LA COSTA
C1 La cuenca Borbón-Valdez
C2 Los relieves costeros centrales
C3 La Península de Salinas
C4 La llanura costera central
C5 La llanura baja aluvial

LA AMAZONIA
A1 Los relieves y contrafuertes subandinos
A2 Los piedemontes periandinos
A3 Las colinas periandinas
A4 Los valles y llanuras fluviales

Elaboración: A. Winckell

Fig. 2. Mosáico de imágenes Landsat MSS del Ecuador

Elaboración: A. Aing, LIA -Télédétection, ORSTOM, Bondy

Estas dos cordilleras simétricas dominan por dos vertientes, entre moderadas y fuertes, "la cuenca interandina". Se trata de una depresión estrecha, con un ancho inferior a 20 km, casi continua, ubicada en la parte central y constituida por una serie de depresiones, "las hoyas", más o menos extensas (ej. Quito) y por valles relativamente encajonados (ej. Valle del Chota). Por lo general están compuestas por una serie de niveles escalonados, entallados en los rellenos volcano-sedimentarios, cuyo piso varía entre 1.600 y 3.000 m.

Cada depresión o cuenca está claramente separada de sus vecinas al norte o al sur por pasos o "nudos", formados por edificios volcánicos coalescentes, que acentúan todavía más la impresión de fragmentación del conjunto. A cada depresión le corresponde además una cuenca hidrográfica particular, cuyos exutorios atraviesan las vertientes externas por valles encajonados impresionantes, como las de los ríos Guayllabamba o Pastaza.

1.2. LOS ANDES CENTRALES (Fig. 3, c y d)

Desde Riobamba hacia el sur, los paisajes cambian progresivamente y, a partir de Palmira-Alausí, presentan características originales.

Sin edificios volcánicos recientes, tanto en las vertientes externas como en la depresión central, las dos cordilleras pierden la majestuosidad de las del norte.

Tienen formas cercanas a un altiplano, con grandes extensiones y un relieve más monótono, pese a estar muy marcado por la huella glaciar. Es un relieve heredado de un basamento diferente, constituido por amplios derramamientos volcánicos en forma de galletas superpuestas cuyas características estructurales repercuten fielmente en la geomorfología. El ancho de los Andes aquí se extiende hasta alcanzar 40 km al oeste de Cuenca, pero su altitud baja progresivamente hacia el sur, en donde sólo culminan a 3.800 m al oeste de Zaruma.

Así mismo, las depresiones interandinas pierden la nitidez del norte. Con excepción de las cuencas sedimentarias de Cuenca y Cañar, perfectamente individualizadas, se trata más bien de valles más o menos ensanchados, que se escalonan entre 1.600 m en Santa Isabel y 2.500 m en Saraguro. Su repartición tampoco obedece a las mismas reglas sencillas que en el norte. Se ordenan según dos hileras paralelas orientadas NE-SO: Cuenca, Girón, Santa Isabel al oeste y Gualaceo, Nabón, Saraguro al este, comunicándose entre sí por un tramo ortogonal.

Por fin, estos valles se abren generalmente hacia la "Costa" por intermedio de grandes incisiones recortadas en la vertiente occidental: ríos Huigra, Cañar y Jubones, que facilitan así las comunicaciones pero también las circulaciones atmosféricas.

1.3. LOS ANDES MERIDIONALES (Fig. 3 c)

Desde el paralelo de Zaruma-Saraguro hasta la frontera peruana, se observa una desaparición progresiva de este hermoso arreglo general y el rasgo más notable del relieve viene a ser la confusión.

Con excepción de la cordillera oriental que se prolonga, aunque en forma fragmentada, hasta Amaluza en la frontera peruana en donde culmina a 3.900 m, los relieves se caracterizan por una baja general de las altitudes hacia el SSO. Allí, los puntos más altos sólo alcanzan 2.500 m por lo tanto ya no llevan huellas glaciares.

El modelado de conjunto resulta de la asociación de grandes lomos alargados superiores, asociados con valles transversales ensanchados y con trazados ortogonales, como los de los ríos Catamayo o Puyango. Estos drenan pequeñas cuencas deprimidas, aisladas y con formas distintas.

Esta impresión de fragmentación se acentúa aún más por la baja progresiva de la cordillera occidental y su reemplazo por una serie compleja de estribaciones con modelados suaves que aseguran así una transición gradual con los relieves costaneros occidentales. Ellos también presentan grandes escotaduras en los pasos de los principales ejes hidrográficos provenientes de los Andes, completando así la desaparición de la barrera montañosa.

2. LOS RELIEVES OCCIDENTALES DE LA "COSTA"

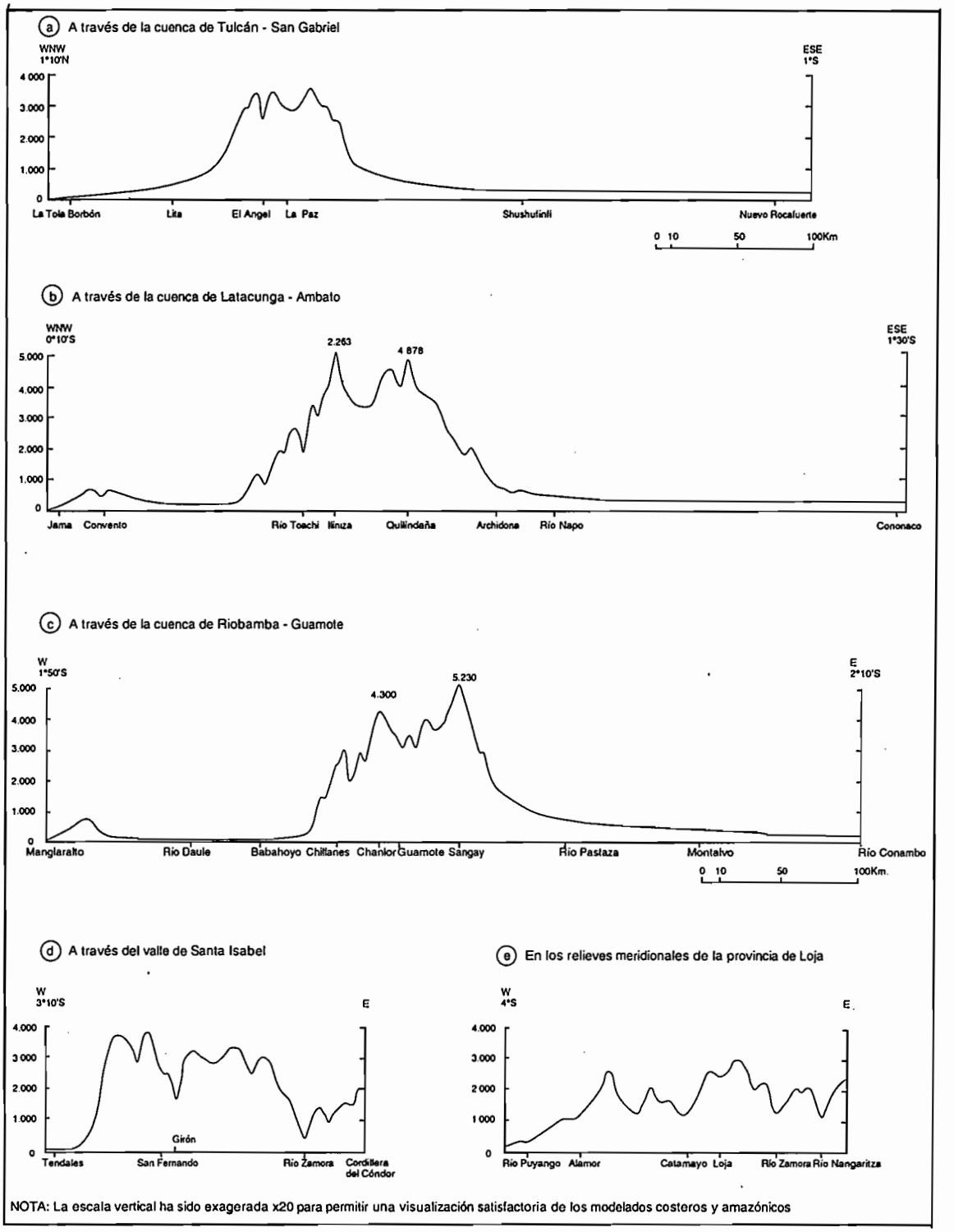
La región occidental o "Costa" se extiende al pie de la cordillera occidental, cuyas fuertes vertientes dominan por una ruptura de pendiente muy marcada cercana a 500-800 m.

Su anchura es variable. Presenta una extensión máxima de aproximadamente 180 km en su parte central, con una orientación norte-sur. En su parte norte se limita a una banda de unos 100 km, orientada SO-NE, en forma paralela a la Sierra; mientras que al sur de Guayaquil, se reduce a una estrecha franja de 20 a 40 km de ancho en el piedemonte de la cordillera.

Por oposición a los relieves vigorosos de la Cordillera de los Andes, los de la Costa parecen muy moderados, ya que el punto culminante no alcanza más de 830 m en su parte centro-sur.

En forma global, está compuesta por dos conjuntos geográficos muy distintos: los relieves costaneros al oeste y al norte, y las llanuras costaneras al este y al sur. (Ver Fig. 1)

Fig. 3. Cortes topográficos a través del Ecuador



NOTA: La escala vertical ha sido exagerada x20 para permitir una visualización satisfactoria de los modelados costeros y amazónicos

Elaboración: A. Winckell; Fuente: Mapa topográfico de la República del Ecuador a 1:1'000.000, IGM

2.1. LOS RELIEVES COSTANEROS OCCIDENTALES

Estos están localizados casi exclusivamente al oeste de una línea meridiana Guayaquil-Quinindé. La disposición de los diferentes elementos que los constituyen origina una diferenciación regional muy marcada.

2.1.1. La Costa central (Ver Fig. 3 b y c)

La disposición más sencilla esta ubicada en la parte central entre las latitudes de Guayaquil al sur, y Esmeraldas al norte.

La arquitectura de estos relieves está condicionada por la presencia en posición central de una línea de altos relieves de unos veinte kilómetros de ancho, que culminan alrededor de los 800 m y que se llaman "cordilleras": de Colonche al sur, de Mache al norte. Con una orientación general NNE-SSO, se encurva hacia el sureste al sur de Jipijapa para terminar bajando en dirección de Guayaquil. Si bien constituye una barrera relativamente imponente al norte y al sur, desaparece localmente en el centro entre Chone y Portoviejo, en donde ya sólo esta representada por macizos aislados que rara vez sobrepasan los 600 m.

Está bordeada de ambos lados por una compleja serie de relieves colinarios más o menos elevados.

- Al oeste, es una franja estrecha de colinas fuertemente disectadas y caracterizadas por una rápida disminución de las altitudes desde 400 m hacia el océano con tres excepciones:
. al suroeste de Manta, en donde un conjunto de relieves tabularios avanza hacia el oeste por intermedio del promontorio de San Lorenzo,
. en el centro, entre Portoviejo y Chone, en donde se desarrollan hermosos valles fluviales que se ensanchan localmente en grandes depresiones,
. al norte, hacia Muisne, en donde colinas rebajadas constituyen una pequeña cuenca deprimida.

- Al este, la situación es más sencilla y el contacto entre la cordillera y la llanura del Guayas esta asegurada por dos grandes conjuntos físicos:
. al norte de una línea Portoviejo - El Empalme, las formas del modelado presentan un decrecimiento lento de las altitudes hacia el este, lo que refleja la presencia de relieves sedimentarios disectados, moderadamente inclinados hacia la llanura oriental a la cual pasan por una transición poco marcada,
. al sur la cordillera costanera se prolonga por hermosos relieves tabularios horizontales, con altitudes cercanas a los 400-450 m que luego se inclinan muy lentamente hacia el este. Estas altas superficies disectadas dominan, por un abrupto dentado de aproximadamente 200 m de desnivel, un conjunto de colinas bajas bien desarrolladas, entre Olmedo y Pedro Carbo, y que pasan luego, insensiblemente, a la llanura del Guayas.

2.1.2. La Costa norte (Ver Fig. 3 a)

La parte norte de la zona costanera, entre el río Guayllabamba y la frontera colombiana, no se integra en este esquema general. Allí, no existe una cordillera central sino una amplia cuenca con una forma más o menos redonda, apoyada contra altos relieves colindantes: el flanco occidental de la cordillera de los Andes al sureste y las altas colinas de Viche, que constituyen la terminación norte de los relieves costaneros, con cerca de 400-600 m de altitud al suroeste.

Esta verdadera cuenca, abierta hacia el océano al noroeste, está constituida por relieves muy moderados que bajan progresivamente desde los bordes de las cordilleras. Allí, dominan modelados tabulares y colinas disectadas, entre 200 y 400 m de altitud que, en la zona central de Borbón-Valdez, pasan a ser pequeñas colinas y planicies ligeramente onduladas, muy bajas.

2.1.3. La Península de Salinas

En el sur de la cordillera de Colonche, la Península de Salinas constituye una entidad más compleja que la anterior. Esta compuesta por tres zonas con relieves muy distintos que se suceden de este a oeste.

Al centro, con una dirección SE-NO, se eleva una pequeña cordillera estrecha y fragmentada en macizos aislados que culmina a 420 m por Chanduy. Esta separa claramente las llanuras y mesas bajas litorales occidentales, con modelado ligeramente ondulado y siempre inferior a 150 m, de los relieves colinarios más disectados de la cuenca de Gómez Rendón al este. Las altitudes de la parte oriental bajan progresivamente de 200 m al oeste hasta entrar en contacto con los manglares del golfo de Guayaquil al este. La Isla Puná presenta exactamente los mismos elementos, pero con contrastes altitudinales mucho menores, ya que su punto culminante se ubica en 260 m.

2.2. LAS LLANURAS COSTANERAS OCCIDENTALES

Constituyen un notable conjunto continuo desde Quinindé al norte hasta Huaquillas al sur. Su extensión lateral máxima se ubica en la latitud de Guayaquil en donde se acerca a 90 km de este a oeste, mientras que se reduce a un delgada franja de 15-20 km al norte de Machala.

2.2.1. La alta llanura central (Ver Fig. 3 b)

Entre Quinindé al norte y una línea Daule-Catarama al sur, se extiende una amplia zona homogénea caracterizada por un modelado superficial ondulado y un decrecimiento progresivo de las altitudes desde el norte, de 650 m en Santo Domingo, hasta 220 m en Quinindé al noroeste y 20-40 m en la franja terminal sur. Esta topografía de "glacis" refleja perfectamente su origen: conos y llanuras de esparcimiento, antiguos y moderadamente disectados. Su extensión máxima de 80 km al norte de Santo Domingo, corresponde exactamente a la desembocadura del más ancho de sus conos que alcanza la altitud de 2350 m en su punto más alto!

2.2.2. La baja llanura aluvial (Ver Fig. 3 c)

Esta sigue a la anterior, inmediatamente al sur, luego de un contacto sinuoso, pero bien marcado, de unos veinte metros. Aquí, la regla es la monotonía y todas las altitudes son inferiores a 20 m. A proximidad de Guayaquil, desembocadura del Guayas, las zonas temporal o permanentemente inundadas, se vuelven predominantes. La transición con el medio marino es un manglar muy extendido que coloniza las numerosas islas constituidas por los depósitos del río Guayas.

Por fin, en el contacto con el pie de la vertiente andina occidental, numerosos conos coalescentes constituyen un piedemonte localmente muy extenso (40 km entre Bucay y El Triunfo), afectado por una pendiente muy suave hacia el oeste. Este se prolonga en forma idéntica hacia el sur, hasta la frontera peruana, bajo la forma de una estrecha faja de 10-15 km, verdaderamente atascada entre el piedemonte andino y los manglares occidentales.

3. LOS RELIEVES AMAZÓNICOS

Al este de la Cordillera de los Andes, se extiende la parte amazónica del Ecuador cuyas principales características son un lento decrecimiento de las altitudes de oeste a este, en donde son inferiores a 300 m, y una notable zonificación de las formas. (Ver Fig. 1)

Estas últimas, burdamente colocadas en franjas submeridianas, proporcionan a la Amazonía ecuatoriana un relieve general en forma de gradas de escalera. Así se pueden distinguir fácilmente tres grandes tipos de formas de relieve:

- los relieves subandinos de las cordilleras del Santiago al sur y del Napo al norte,
- la franja de piedemontes periandinos bien representados sobre todo en la parte central y sur,
- las colinas y llanuras fluviales periandinas en su contorno.

3.1. LOS RELIEVES SUBANDINOS (Ver Fig. 3, d y e)

Contrariamente a la vertiente occidental de los Andes, en donde una brusca ruptura de pendientes marca el contacto entre la Sierra y los paisajes costaneros, en su vertiente oriental, los Andes son reemplazados por relieves subandinos entre los cuales algunos, verdaderas barreras montañosas en la región sur, merecen el apelativo de cordilleras.

Al sur del río Pastaza, se elevan progresivamente los relieves vigorosos y muy disectados de la cordillera del Cutucú que culmina al norte del río Santiago por los 2.000 m y luego los relieves más macizos de la cordillera del Condor que sobrepasan los 3300 m al sur de Zamora, en su unión con la vertiente oriental de la cordillera andina.

En la parte central se extiende un ancho piedemonte. Los relieves resurgen al norte de Tena, pero no constituyen una verdadera cordillera. Más bien se trata de una cúpula alargada, maciza, con formas de superficie relativamente pesadas pero profundamente entalladas en quebradas y cañones por la red hidrográfica, localmente ortogonal, del río Quijos. Los puntos culminantes, todos volcánicos (3.900 m en el volcán Sumaco) no deben engañar, pues la mayoría de las altitudes cimeras son inferiores a 2.000 m.

Estos dos conjuntos de relieves estan separados de la vertiente andina oriental por una pequeña depresión

meridiana casi continua, con excepción del extremo norte, y ocupada por los principales ejes de drenaje. Empieza en El Chaco al norte, y sigue hasta Puyo bajo la forma de un estrecho corredor encajonado con flancos empinados. Se prolonga hasta Zamora al sur, ensanchándose localmente como entre Macas y Mendez, hasta constituir una verdadera pequeña cuenca ocupada por el río Namangoza.

Por lo contrario, el relieve de la parte central se caracteriza por un modelado "en hueco", a la salida de la cortadura del Pastaza, entre la terminación del domo del Napo al norte y el pie de la cordillera del Cutucú al sureste. Con altitudes relativamente bajas, comprendidas entre 600 y 900 m, son esencialmente relieves colinarios moderados o restos de formas estructurales menores fosilizadas y luego exhumadas de las formaciones de esparcimientos detríticos del piedemonte.

3.2. LOS PIEDEMONTES PERIANDINOS

Contrariamente a los relieves subandinos, los piedemontes, aunque presentes en todo el contorno oriental de las zonas subandinas, se desarrollan principalmente en la región central, en ambos lados de la brecha del Pastaza. (Ver Fig. 3, a, b y c)

Las formas de estos piedemontes, resultado de episodios morfogenéticos sucesivos, se pueden reagrupar en dos grandes tipos:

- Los piedemontes elevados o "Mesas", esencialmente representados en la zona central en donde dibujan un notable abanico que se extiende desde 1.500 m al oeste de Puyo y se inclina suavemente hasta 300 m a proximidad de la frontera. Se trata de un gran cono de esparcimiento tabulario, antiguo, elevado y en estado avanzado de disección, del cual sólo subsisten amplios testigos de superficie superior en la parte occidental. La degradación de las formas va creciendo hacia el este en donde se encuentran sucesivamente: jirones alargados de superficies muy disectadas rodeadas por abruptos acantilados que dominan los relieves colinarios subyacentes, lomos estrechos con cimas estrechas, y luego formas cada vez más suaves que se juntan gradualmente con las colinas aledañas.
- Los bajo-piedemontes, ubicados abajo de los relieves subandinos, desde la cúpula del Napo al norte y de la cordillera del Cutucú al sur. Están constituidos por una sucesión de niveles escalonados más o menos extensos, planos y ligeramente inclinados hacia el este y testigos de las divagaciones y esparcimientos aluviales sucesivos de la red hidrográfica amazónica. Las altitudes, variables, no sobrepasan nunca los 600 m al este. Las llanuras alrededor de Shushufindi al norte y de Cangaime al sur constituyen buenos ejemplos de estos procesos.

3.3. LAS COLINAS Y VALLES PERIANDINOS

La mitad oriental de la Amazonía ecuatoriana esta ocupada por un relieve colinario monótono siempre inferior a 300 m. Desarrolladas sobre rocas sedimentarias terciarias e indemnes de los recubrimientos consecutivos a los esparcimientos cuaternarios, estas colinas representan en realidad el principio de los modelados que se acostumbran describir como característicos de la cuenca amazónica.

A parte de la franja de colinas occidentales, ligeramente más altas y ubicadas abajo de las Mesas, el conjunto se parece a un verdadero "mar" de pequeñas colinas con cimas redondeadas subiguales, separadas por pequeños talwegs más o menos estrechos, localmente inundados.

Esta monotonía de conjunto se ve acentuada por la cobertura forestal continua que cubre uniformemente todos los elementos del relieve.

Como último elemento del relieve amazónico, grandes llanuras aluviales se imbrican entre las colinas anteriores.

Se trata tanto de anchos valles de varios kilómetros que jalonan los actuales ríos con un trazado que presenta sinuosidades notables, como de verdaderas llanuras ubicadas entre dos redes, como entre los ríos Napo y Aguarico.

Conviene por fin mencionar la existencia de numerosos pantanos, zonas y depresiones inundadas, regadas a lo largo de los actuales ríos.

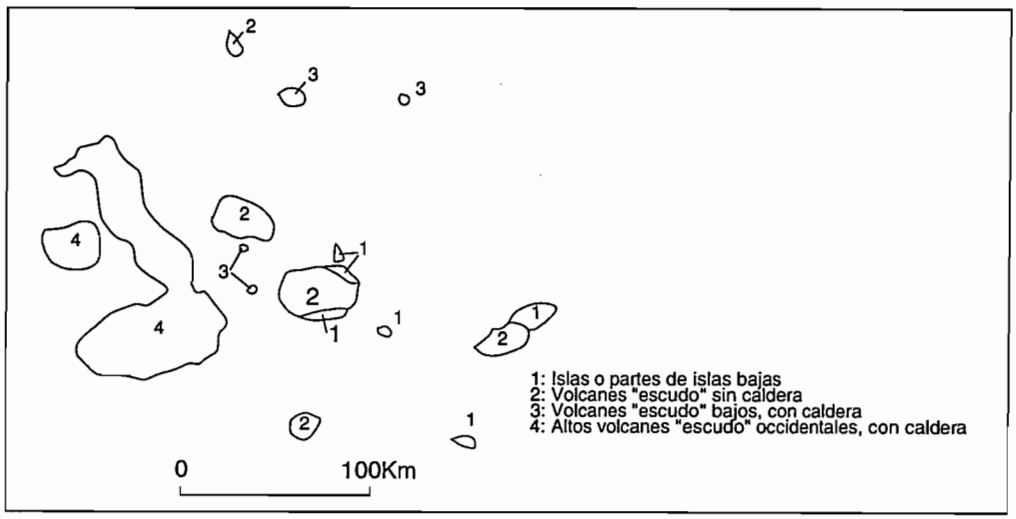
Constituyen herencias de los últimos episodios del establecimiento de la red hidrográfica amazónica, con fenómenos de divagaciones, desbordamientos y capturas.

4. LOS RELIEVES DE LAS GALÁPAGOS

Ubicado en la línea ecuatorial, aproximadamente a 1.000 km al oeste de las costas del Ecuador, el archipiélago de las Galápagos constituye la cuarta entidad física ecuatoriana.

Con una superficie de menos de 8.000 km², el archipiélago está compuesto por cinco grandes islas, catorce de tamaño entre pequeño y medio y sesenta y ocho islotes o rocas registrados.

Fig. 4. Tipos de islas del archipiélago de Galápagos



Elaboración: A. Winckell

Son de tamaños muy diferentes ya que la más pequeña, Darwin, al extremo noroeste, sólo mide 1 km² mientras que Isabela se acerca a los 4.600 km². Además presentan también altitudes muy variables: la más baja, Genovesa, solo alcanza 65 m mientras que el punto culminante se ubica en el volcán Wolf, al noreste de Isabela, con una altura de 1.660 m.

Desde el punto de vista morfológico, se pueden distinguir varios grandes grupos de islas principales. (Ver Fig. 4 y 5). Los islotes o rocas de superficie inferior a 1km² no fueron objeto del presente estudio.

4.1. LAS ISLAS BAJAS Y POCO ELEVADAS

En este primer grupo incluimos las islas que, aunque de origen evidentemente volcánico, ya no se caracterizan por formas volcánicas típicas. Comprenden entre otras, Baltra y las islas o porciones de islas asociadas, de Santa Fe o Española, por ejemplo. Se trata de islas con un tamaño siempre exiguo, un modelado suave a ligeramente ondulado, que no presentan un estructura en forma de cono y cuya altura máxima es de 220 m, al máximo, en Española.

4.2. LOS VOLCANES "ESCUDO" SIN CALDERA

Este segundo grupo comprende islas calificadas de grandes, entre las cuales Floreana, Santiago y Santa Cruz son las más representativas. Son antiguos volcanes elevados (920 m en el Cerro Jaboncillo, en Santiago, punto culminante del grupo) que presentan una zonificación de formas típicas con pendientes basales suaves a moderadas y pendientes superiores fuertes que rodean superficies o cúpulas cimeras con modelado ondulado, localmente sembradas de pequeños conos, hasta de un hermoso volcán cimero como en Pinta.

Estas islas no llevan calderas actuales, y las huellas que atestiguan la existencia de antiguos cráteres o calderas son muy poco marcadas. Tampoco presentan huellas de una actividad actual importante, con excepción de coladas de lavas históricas en Pinta y Santiago.

4.3. LOS GRANDES VOLCANES "ESCUDO" CON CALDERAS CIMERAS

El tercer grupo comprende todas las demás islas, formadas por volcanes con caldera cimera. Distinguiremos diferentes subtipos, según sus aspectos morfológicos actuales:

- Cimas de volcanes bajos, apenas emergidos, con pequeña caldera cimera, como Genovesa o Pinzón (altitud máxima de 435 m). Troncadas en su contorno por la erosión marina, nunca sobrepasan los 5 km de diámetro.
- Vestigios de grandes volcanes destruidos de los cuales sólo quedan testigos discontinuos de caldera, cuyo piso tiene altura cercana al nivel actual del mar. La isla Marchena y el volcán Ecuador pertenecen a este tipo.
- Por fin los majestuosos volcanes de las islas Fernandina e Isabela, que alcanzan las altitudes mayores, escalonadas entre 1.660 m en el volcán Wolf y 1.080 m en el volcán Sierra Negra. Es a la coalescencia de estos seis

Fig. 5. Mosáico de imágenes Landsat (MSS y RBV) del archipélago de Galápagos

Elaboración: A. Aing, LIA-Télédétection, ORSTOM, Bondy

volcanes que debemos la forma típica de la isla Isabela, verdadera curiosidad geográfica y volcanológica mundial.

Estos volcanes son llamados "escudos" por su similitud de forma con el objeto del mismo nombre; su perfil típico se caracteriza por un conjunto de tres segmentos:

- vertientes inferiores suaves a moderadas,
- flancos superiores fuertes,
- una parte cimera con relieve más moderado, verdaderamente agujereado en su centro por una inmensa caldera de hundimiento. La más grande, la del Sierra Negra, mide 9,7 km por 6,5 km y la más profunda, la del Fernandina, acusa un desnivel de 1.070 m.

Además, estos "escudos" presentan grandes diferencias entre sí. Algunos sólo tienen ligeras actividades fumarólicas, y sus flancos sobre formaciones antiguas están cubiertos casi en su totalidad por vegetación como el volcán Alcedo. Otros se ven todavía afectados por notables emisiones de lavas volcánicas, actuales o subactuales, que cubren vertientes enteras con coladas Aa y Pahoehoe, como en los flancos norte de los volcanes Sierra Negra y Cerro Azul.

Algunas de las calderas se encuentran actualmente en proceso de evolución, los últimos episodios de hundimiento de la caldera del Fernandina se produjeron en 1968 y 1988.

* * *

Pese a tener una superficie relativamente modesta, el Ecuador es un país extremadamente diversificado. Una verdadera tierra de contrastes geográficos.

BOSQUEJO DE LA EVOLUCION GEODINÁMICA DEL ECUADOR*

René Marocco
Thierry Winter
ORSTOM

1. PRESENTACIÓN GENERAL

El Ecuador ocupa una posición doblemente original en el contexto geológico de América del Sur: está localizado en el punto de unión entre los Andes centrales y septentrionales y también está ubicado al nivel del Rift de las Galápagos, zona de expansión océanica orientada este-oeste, que separa las Placas Nazca y Cocos (Fig. 1, ver también Fig. 11, y 12).

La distinción entre Andes centrales y septentrionales no sólo es geográfica sino que también corresponde a una diferencia fundamental en la estructura de la cadena andina de cada lado de una zona comprendida entre los paralelos 3° y 4°S. Al sur de esta zona, la Cordillera de los Andes esta caracterizada por la subducción(1) de la placa oceánica Nazca bajo la corteza continental suramericana. Al norte, la misma Placa Nazca se hunde bajo un campo continental compuesto; el borde occidental del continente suramericano (desde el Golfo de Guayaquil al sur hasta el Istmo de Panamá al norte) está constituido por rocas de origen oceánico. Más adelante analizaremos los procesos que llevaron a la génesis de esta yuxtaposición de cortezas oceánicas y continentales, yuxtaposición que caracteriza la Cordillera de los Andes septentrionales hasta la región de Panamá.

Al nivel del Ecuador, las relaciones actuales entre el continente y el océano (Rift este-oeste de las Galápagos que separa la Placa de Nazca al sur de la Placa de Cocos al norte), son el resultado de una reorganización que se produjo al final del Oligoceno (E.M. Herron, 1972; D.W. Handshumacher, 1976; J.B. Minster y T.H Jordan, 1978; M.J.R. Wortel, 1984), hace aproximadamente 26 Ma (millones de años). Antes, las Placas Cocos y Nazca formaban una sola: la Placa Farallón que se dividió en dos partes por la aparición del Rift Cocos-Nazca.

1.1. ESTADO ACTUAL DE LOS CONOCIMIENTOS SOBRE LA GEOLOGÍA DEL ECUADOR

Durante mucho tiempo, hasta el principio de los años 70, el Ecuador era el territorio andino cuya geología era la menos conocida, pese a que ciertas regiones o ciertos problemas habían sido particularmente estudiados. Una de las razones de esta falta de conocimiento residía en que, contrariamente a Colombia, Perú, Bolivia o Chile - por hablar solamente de los países andinos - el Ecuador no era un país minero y el petróleo sólo se buscó y explotó desde hace unos veinte años. La dinámica de los bloques exóticos y la acreción(2) de corteza oceánica a los continentes interesa cada vez más a los equipos que trabajan sobre los márgenes activos. Así, desde hace algunos años, el conocimiento geológico del Ecuador ha progresado mucho.

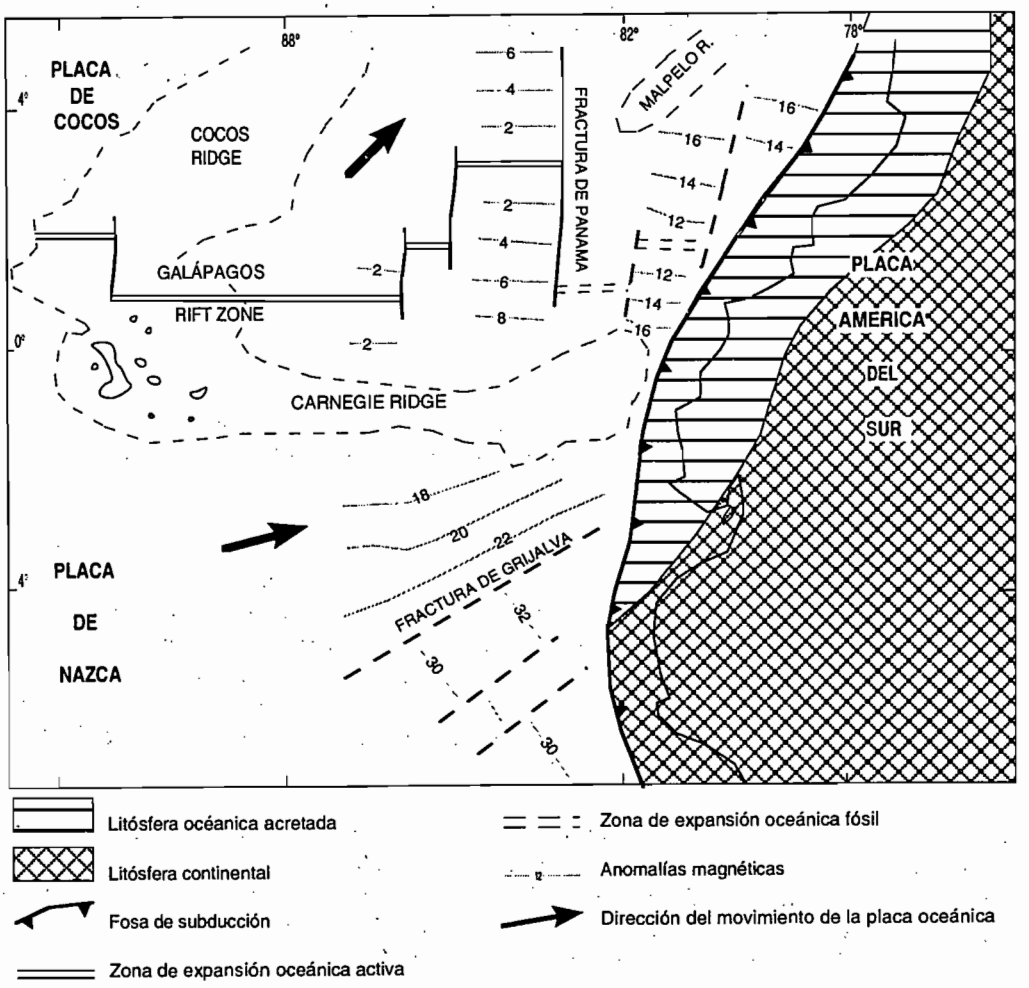
La primera síntesis geológica sobre el Ecuador es la que T. Wolf publicó en 1892 bajo el título de "Geografía y Geología del Ecuador". Una nueva progresión de los conocimientos se realizó mediante los trabajos de H.J. Tschopp (1948) y sobre todo W. Sauer (1965). El mismo W. Sauer, desde 1950, había realizado un mapa geológico a 1:1'500.000 del Ecuador. En 1969, el Servicio Nacional de Geología y Minas (SNGM) y el Instituto Francés de Petróleos y Motores (IFP) elaboraron un nuevo mapa geológico del Ecuador a escala de 1:1'000.000. En 1977, C.R. Bristow y R. Hoffstetter publican el "Léxico Estratigráfico de Ecuador". T. Feininger (1980, 1983, 1987) efectuó estudios sobre las rocas metamórficas y magmáticas de Ecuador, así como sobre los bloques exóticos de la región

*Este texto fue elaborado en 1988, a partir de los conocimientos que se tenía en esa época sobre la evolución geológica de Los Andes

(1) Subducción: Hundimiento de una placa tectónica oceánica por debajo de otra placa (oceánica o continental) bajo el efecto de la expansión de los fondos oceánicos.

(2) Acreción: Fenómeno según el cual una porción más o menos grande de corteza continental u oceánica se acopla a una placa continetal en el curso del movimiento diferencial de las placas.

Fig. 1. Contexto geodinámico actual del Ecuador



Elaboración: R. Marocco; Fuente: J.W. Baldock,1982

litoral. La última síntesis sobre la geología del Ecuador es la obra de J.W. Baldock y la Dirección General de Geología y Minas (DGGM, 1982); comprende un mapa geológico de Ecuador a 1:1'000.000 y un texto explicativo que resume la estratigrafía de las diferentes regiones del país dando una interpretación estructural de la cadena de los Andes ecuatorianos y de su piedemonte amazónico.

Actualmente, trabajan en diferentes regiones numerosos equipos cuyas investigaciones, en curso de realización, están en parte publicadas en revistas ecuatorianas o internacionales. Geólogos ecuatorianos y británicos del Instituto Ecuatoriano de Minería (INEMIN) realizan estudios de la Cordillera Oriental. La Escuela Politécnica Nacional (EPN), el Centro de Levantamientos Integrados de Recursos Naturales por Sensores Remotos (CLIRSEN), ORSTOM y el IFEA estudian la geodinámica de las cuencas sedimentarias y la tectónica reciente y actual de los Andes ecuatorianos. Un equipo franco-ecuatoriano realiza medidas de paleomagnetismo de diferentes formaciones geológicas de la Costa y de la Cordillera Occidental con el fin de evaluar la importancia de las rotaciones y de los desplazamientos de los bloques exóticos acrecidos a la corteza continental. Por fin, la EPN y el INEMIN asociados a equipos italianos y norteamericanos estudian el volcanismo actual y los riesgos naturales relacionados a éste.

1.2. LAS GRANDES REGIONES MORFO-ESTRUCTURALES DEL ECUADOR

La disposición morfológica del Ecuador en tres grandes regiones (Costa, zona andina o Sierra, zona subandina u Oriente) fue heredada de la evolución geodinámica mesozoica y cenozoica del margen activo suramericano (Ver Fig. 2).

La Costa está constituida por rocas magmáticas de origen oceánico, acrecidas al continente suramericano a finales

del Cretácico (aproximadamente 80 Ma). Están recubiertas por terrenos sedimentarios esencialmente marinos de edad terciaria o cuaternaria, testigos de cuencas de plataforma establecidas en la corteza oceánica luego de su acreción al continente.

La zona andina, pese a ser coronada por altos volcanes (Chimborazo 6.310 m, Cotopaxi 5.897 m, Cayambe 5.790 m, etc.) tiene una altitud promedia inferior a los 3.000 m (T. Winter y A. Lavenu, en prensa), muy inferior a la de los Andes peruanos o chileno-bolivianos. Su basamento está constituido por cortezas continentales recubiertas por terrenos sedimentarios y magmáticos de diferentes edades más o menos deformados. La raíz de la corteza es importante (50 km debajo de Quito según F. Robalino, 1976) pero menos espesa que bajo los Andes peruanos del sur o bolivianos en donde alcanza 70 km. La altitud de la zona andina se explica por el reequilibrio isostático de esta masa continental de poca densidad.

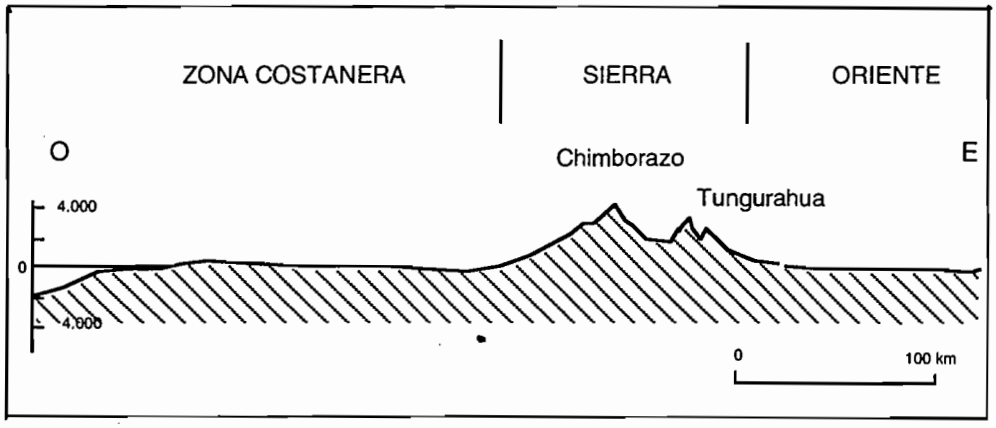
La zona andina es el resultado de una evolución geológica compleja que inició desde el Precámbrico, alternada de ciclos de sedimentación, de magmatismo y períodos de deformación. La Cordillera Occidental es relativamente joven; es el producto del aplastamiento de arcos volcánicos que, al momento de la acreción de la zona costanera, se vieron bloqueados entre las cortezas oceánica y continental. La Cordillera Oriental fue por mucho tiempo considerada como formada por terrenos antiguos precámbricos y/o paleozoicos; los recientes trabajos de la misión británica con el INEMIN muestran que la mayor parte de las rocas sedimentarias y magmáticas de la Cordillera Oriental y su estructuración deben ser atribuidas al Mesozoico (J.A. Apsden y al., 1988). Entre estas dos cordilleras, el valle interandino forma una depresión discontinua en la cual se instalaron, durante el Cenozoico, cuencas sedimentarias continentales controladas por la tectónica. El volcanismo reciente plio-cuaternario afecta al conjunto de la zona andina.

La zona subandina constituye el piedemonte oriental de los Andes ecuatorianos, que une la zona andina con el Escudo Guayano-Brasileño. Es una región de baja altitud constituida por una corteza continental recubierta por terrenos sedimentarios de edad paleozoica, mesozoica y cenozoica. Desde el principio del Mesozoico, y quizás desde el Paleozoico, la zona subandina constituye el antepaís oriental de las diferentes orogénesis que se sucedieron para edificar la Cordillera de los Andes ecuatorianos. La mayor parte de las deformaciones compresivas sufridas por la zona subandina se produjeron durante el Cenozoico. El conjunto corteza-sedimentos no sobrepasa los 30 a 35 km de espesor, lo que explica la baja altitud de la zona subandina.

1.3. LOS GRANDES PERÍODOS DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL ECUADOR

En el Ecuador se saben muy pocas cosas sobre la historia geológica anterior al Mesozoico. Sin embargo, en los Andes colombianos (L. Radelli, 1967; H. Bürgl, 1967; F.R. Stibane, 1967; E.M. Irving, 1971; A. Ganser, 1973) y los Andes peruano-bolivianos (F. Megard y al., 1971; B. Dalmayrac y al., 1980) se puede evidenciar, un Precámbrico polimetamórfico, grandes ciclos orogénicos paleozoicos (Caledoniano, Herciniano) y meso-cenozoico (Andino). Por lo tanto, en la descripción que haremos de la evolución geológica del Ecuador, consideraremos un período preandino (anterior al Mesozoico) y un período andino correspondiente al Mesozoico y al Cenozoico. Hacemos empezar el período andino al principio del Mesozoico, con la transgresión marina del Triásico superior-Jurásico inferior que se extiende sobre el continente suramericano en vía de erosión luego de los eventos tectónicos del final del Paleozoico.

Fig. 2. Corte esquemático de la topografía de las diferentes regiones



Elaboración: R. Marocco

Para el período preandino no es posible ir más allá de la descripción estratigráfica de algunos afloramientos conocidos, todos ubicados en el Oriente, en donde las series sedimentarias son poco deformadas y no metamórficas. La geodinámica preandina, por el momento, es desconocida; sólo se pueden intentar, interpolando entre el Perú y Colombia, correlaciones siempre problemáticas debido a la distancia.

El período andino se conoce mejor. Las edades de las series sedimentarias y volcánicas están relativamente bien conocidas, los períodos de deformación, las fases magmáticas y la evolución geodinámica general son más fácilmente identificables. La geodinámica es marcada, hasta fines del Mesozoico, por la acreción de la corteza oceánica y de los arcos volcánicos al continente suramericano. Esta acreción se realiza por lo menos en dos etapas: primero en el Jurásico cuando la corteza continental, los arcos volcánicos y la corteza oceánica hicieron su acreción al continente al nivel de la actual Cordillera Oriental (J.A. Apsden y al., 1988); luego en el Cretácico cuando el bloque costanero y la Cordillera Occidental hacen su acreción a la Cordillera Oriental ya cratonizada.

En el Cenozoico, todos los elementos que constituyen actualmente el margen activo ecuatoriano ya están en su lugar; la geodinámica cenozoica será guiada por el funcionamiento de este margen activo (subducción de la placa oceánica bajo el conjunto continental recientemente constituido) que pone bajo presión los elementos del rompecabezas formado por el bloque oceánico occidental y por el continente. El bloque oceánico costanero tiende a desplazarse hacia el norte, dejando detrás de él una depresión -el Golfo de Guayaquil- en donde se van acumulando miles de metros de sedimentos marinos cenozoicos. El campo continental (la Sierra) se deforma al mismo tiempo en que se produce una sedimentación continental en las cuencas controladas por la tectónica. Un intenso magmatismo de arco (sobre todo volcánico) que evita casi totalmente la zona costanera, acompaña todas las etapas de la evolución geodinámica cenozoica.

2. EL PREANDINO

Se conoce bastante mal el período preandino en el Ecuador, el terreno más antiguo y al cual se le pudo atribuir una edad gracias a fósiles es del Carbonífero (Westfaliano). Sin embargo, sin muchos argumentos estratigraficos, se atribuyen varias series sedimentarias o metamórficas al Precámbrico o al Paleozoico.

2.1. EL MATERIAL PREANDINO

Las series atribuidas al período preandino sólo afloran en el Oriente y en la Sierra. Resulta prácticamente imposible, salvo en el Oriente, establecer una sucesión estratigráfica de las series sedimentarias metamórficas o no, atribuidas al Precámbrico o al Paleozoico. No se conocen las edades de las diferentes series, y las relaciones estratigráficas entre una y otra de las series resultan muchas veces imposibles de establecer.

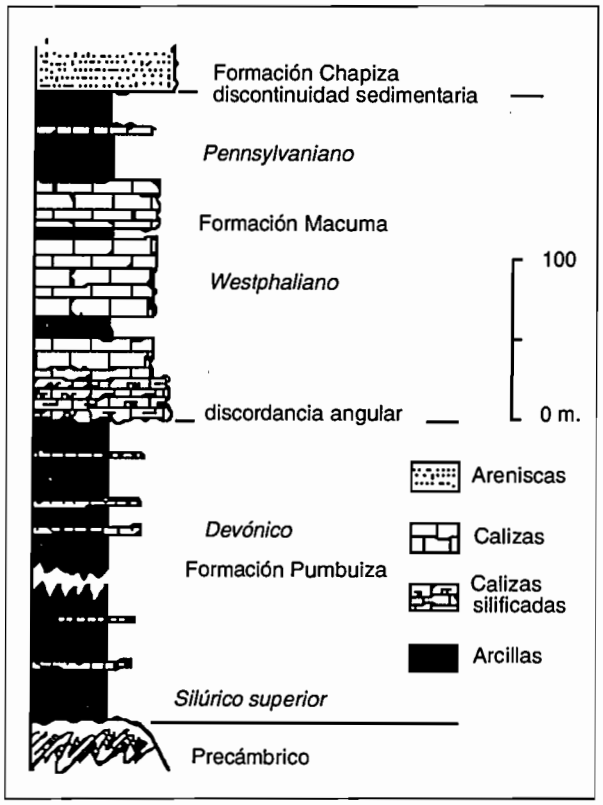
2.1.1. La zona subandina u Oriente (Fig. 3)

El basamento de las series sedimentarias de la zona subandina está constituido por las rocas metamórficas precámbricas del Escudo de Guayana, el cual no aflora nunca en la superficie. J.W. Baldock (1982) señala que se encontraron "esquistos" en perforaciones petroleras, como por ejemplo en la de Tiputini, en la parte noroeste de la zona subandina. Pero resulta imposible saber si estos "esquistos", directamente cubiertos por las areniscas cretácicas inferior de la formación Hollín, corresponden realmente al Precámbrico del Escudo de Guyana.

Al oeste de la zona subandina, en la Cordillera de Cutucú aflora la formación Pumbuiza (J.A. Ribadeneira, 1942; C.R. Bristow y R. Hoffstetter, 1977). Esta serie, cuya base no se conoce y que está recubierta por la formación Macuma del Carbonífero superior, está compuesta por pizarras grises a negras y por areniscas cuarcíticas. Aparte de algunos ejemplares de Lingula, no se encontraron fósiles en la formación Pumbuiza que es atribuida, sin muchos argumentos, al Devoniano. Conviene señalar que C.R. Bristow y R. Hoffstetter (1977) señalan la presencia, en la base de una perforación petrolera del campo de Shushufindi (zona subandina norte), de "shales" negros atribuidos al Siluriano superior.

En la misma Cordillera del Cutucú, la formación Pumbuiza está recubierta en discordancia angular por los 1.500 m. de calizas de la formación Macuma (J.A. Ribadeneira, 1942). Esta serie carbonatada contiene una rica fauna de braquiópodos, briozoarios, foraminíferos, trilobites, lo que indica una edad westfaliana, del Carbonífero superior (C.R. Bristow y R. Hoffstetter, 1977). La formación Macuma es la única serie datada del Paleozoico en todo el territorio ecuatoriano. Esta formación está recubierta en concordancia, pero con una fuerte discontinuidad

Fig. 3. Corte esquemático de la estratigrafía del Paleozoico del Oriente



Elaboración: R. Marocco

sedimentaria, por las areniscas rojas de la formación Chapiza (Jurásico medio-Cretácico inferior). Resulta interesante anotar que 3.000 km. más al sur, en Bolivia, el Carbonífero superior está representado por series areniscosas deltáicas y turbidíticas que contienen indicios netos de sedimentación en clima periglaciar, mientras que en el Ecuador imperaba un clima caliente propicio a la sedimentación carbonatada.

2.1.2. La zona andina o Sierra

En la Sierra, existe un conjunto de series más o menos metamórficas, con relaciones estratigráficas poco evidentes, cuya edad es atribuida al Precámbrico o al Precámbrico-Paleozoico.

Los terrenos más o menos metamórficos preandinos afloran ampliamente en la Cordillera Oriental (o Cordillera Real) y en el bloque Amotape-Tahuín en el extremo suroeste del país.

La Cordillera Oriental

En la Cordillera Oriental del centro y del sur del Ecuador, una serie de rocas poco a medianamente metamórficas (paragneis, micaesquistos, pizarras): el grupo Zamora, es atribuido al Paleozoico inferior a superior (J.W. Baldock, 1982). La base y el tope del grupo Zamora no son conocidas, ya que la serie está en contacto fallado con terrenos más jóvenes del Mesozoico. Algunos granitos deformados fechados radiométricamente (K/Ar) del Jurásico (148±4 Ma, 168±5 Ma, 175±5 Ma) cortan el grupo Zamora (R.D. Beckinsale, 1976). Por otra parte, a 20 km al este de Loja, algunos gneis del grupo Zamora fueron fechados (K/Ar) en 51±2 Ma, edad muy joven, interpretada por J.W. Baldock (1982) como una removilización de la serie Zamora por eventos térmicos posteriores.

Hacia el norte, en la Cordillera Real del centro del Ecuador, aflora ampliamente el grupo Llanganates (J.W. Baldock, 1982); es una serie metamórfica (orto y paragneis, micaesquistos, esquistos, cuarcitas, algunos mármoles) muy deformada en la cual J.B. Kenerley (1971) reconoció por lo menos dos fases de plegamientos. Las edades radiométricas realizadas (K/Ar, Rb/Sr) aportan poca luz sobre la edad del primer metamorfismo que parece ser

anterior a 200 Ma (J.W. Baldock, 1982).

En el extremo norte de la Cordillera Oriental del Ecuador, se describieron, bajo los nombres de grupos Cofanes y Ambuquí, terrenos de igual naturaleza litológica que sufrieron iguales fases de deformación y de metamorfismo que los grupos Zamora y Llanganates, y que fueron atribuidos al Precámbrico-Paleozoico (J.W. Baldock, 1982). El grupo Cofanes esta compuesto por rocas metamórficas de grado bastante elevado: orto y paragneis, micaesquistos, anfibolitas. El grupo Ambuquí esta compuesto por esquistos verdes. Las edades radiométricas sólo indican una removilización térmica entre 80 y 54 Ma. Parece que los esquistos del grupo Ambuquí recubren las rocas más metamórficas del grupo Cofanes; no se puede excluir la hipótesis de que las dos series sean expresiones diferentes de un mismo metamorfismo.

Sin embargo, conviene señalar que los recientes trabajos de INEMIN y de la Misión Británica mostraron que la parte occidental de la Cordillera Oriental del Ecuador, debe su estructura, su metamorfismo, y quizás una parte de sus rocas sedimentarias y magmáticas, a eventos geodinámicos jurásicos. Por lo tanto es muy posible que una parte de los terrenos atribuidos al Precámbrico y al Paleozoico en el mapa geológico de Ecuador al 1:1'000.000 (1982) sea en realidad de edad mesozoica.

El extremo suroeste

Al sur del río Jubones y al oeste de la Cordillera Occidental, en la región que corresponde al bloque de Amotape-Tahuín, algunas series más o menos metamórficas fueron atribuidas al Precámbrico-Paleozoico. Ya que estas series no presentan relaciones estratigráficas entre sí, no se puede saber si se trata de la misma serie con un metamorfismo creciente o de series diferentes.

El grupo Piedras (C.R. Bristow y R. Hoffstetter, 1977) es un conjunto de rocas metamórficas de grado bastante alto. Se nota la existencia de rocas máficas y de rocas más ácidas o cuarzopelíticas. Todavía se desconoce la edad del grupo Piedras. Hacia Portovelo una anfibolita atribuida a este grupo proporcionó una edad (K/Ar sobre hornblenda) de 743±14 Ma (J.B. Kenerley, 1980), lo que clasificaría esta parte del grupo Piedras en el Precámbrico superior. ¿Pero qué vale esta edad K/Ar cuando se sabe que la región sufrió varias removilizaciones térmicas ? ¿Podría considerarse como una edad mínima ?

El grupo Tahuín que C.R. Bristow y R. Hoffstetter (1977) ubican estratigráficamente encima del grupo Piedras, está compuesto por rocas cuarzopelíticas poco o medianamente metamórficas, cuyo espesor total está estimado en más de 10.000 m. Para estos autores, el grupo Tahuín podría ser un equivalente lateral de una serie fosilífera devoniana que aflora en el Perú, en la Cordillera de los Amotapes. La datación radiométrica (K/Ar sobre biotita) de un gneis del grupo Tahuín proporcionó una edad de 210±8 Ma que podría indicar un recalentamiento triásico de la serie.

2.2. LA GEODINÁMICA PREANDINA

El mal conocimiento estratigráfico de los terrenos preandinos y la imposibilidad de reconstruir el movimiento de las placas en esa época, no permiten reconstituir la geodinámica precámbrica y paleozoica. Ya que el Ecuador está ubicado entre Colombia y Perú, se podría pensar que la geodinámica preandina ecuatoriana es una transición entre estos dos países. Sin embargo, el único punto del territorio ecuatoriano en donde las series preandinas tienen una edad más o menos exacta -la Cordillera del Cutucú- está en contradicción con esta idea.

En Colombia, la discordancia angular general del Devoniano medio sobre el Cambro-Ordoviciano fechado por fósiles, muestra la existencia de una orogénesis caledoniana (fase tacónica). Esta tectónica es acompañada de un metamorfismo bien desarrollado en la Cordillera Oriental (Macizo de Santander) en donde fue fechado en 413 y 450 Ma (Rb/Sr sobre roca total) por E.M. Irving (1971).

En el norte del Perú, aunque las cosas sean menos claras que en Colombia, la orogénesis caledoniana parece ser probada por la discordancia angular del Devoniano sobre el Cambro-Ordoviciano (B. Dalmayrac y al., 1980). Por razones de continuidad con Colombia, resulta tentador considerar que en el Ecuador el principal evento geodinámico corresponde a la orogénesis caledoniana.

Hemos visto anteriormente que en la parte occidental del Oriente ecuatoriano -la Cordillera de Cutucú- la formación Macuma, muy bien fechada del Carbonífero superior, reposa en discordancia angular sobre la formación

Pumbuiza que, por su parte, está atribuida, con menos argumentos paleontológicos, al Devoniano. Si éste fuera el caso, tendríamos una orogénesis herciniana como la descrita en el Perú Central y Meridional (F. Megard y al., 1971; B. Dalmayrac y al., 1980). El problema sigue planteado y sólo podrá ser resuelto con una mejor datación de las series preandinas del Ecuador.

3. EL ANDINO

Durante el Mesozoico y el principio del Terciario, la evolución geodinámica del Ecuador está marcada por la acreción, al borde occidental del continente suramericano, de bloques continentales y de arcos magmáticos insulares. El plan clásico de las descripciones geológicas que tratan sucesivamente de la estratigrafía y de la tectónica, resulta inadaptado para el período Mesozoico-base del Cenozoico. En la Placa América del Sur y sobre los bloques continentales y los arcos insulares situados más al oeste, se producen, al mismo tiempo, fenómenos sedimentarios, tectónicos y magmáticos distintos. Estos fenómenos son genéticamente homogéneos en sus contextos geodinámicos respectivos (arcos insulares, microcontinentes, Placa América del Sur). Pero, de un conjunto geodinámico al otro, resulta imposible establecer relaciones genéticas entre los diferentes fenómenos, sobre todo cuando el conocimiento estratigráfico, magmático y estructural de cada elemento del rompecabezas que constituye el Ecuador, presenta todavía grandes lagunas.

Con el afán de ser más claros, dividiremos la evolución meso-cenozoica del Ecuador en dos partes. La primera parte corresponde al Mesozoico y a la base del Cenozoico (hasta el Eoceno); es el período durante el cual los diferentes elementos del rompecabezas constituido por los arcos insulares, los microcontinentes, se acercan a la Placa Sudamericana y se ven separados los unos de los otros por extensiones más o menos importantes de corteza oceánica. La segunda parte, trata del período que va del Eoceno superior al actual; el Ecuador ha adquirido aproximadamente su aspecto definitivo y evoluciona en un dominio continental o marino litoral.

3.1. DEL MESOZOICO AL EOCENO: EL TIEMPO DE LAS COLISIONES

Recientes trabajos (J.A. Apsden y al., 1987, 1988; A. Egüez, 1986; M. Lebrat, 1985; F. Megard y al., 1986; P. Roperch y al., 1987) han mostrado que la evolución mesozoica del Ecuador sólo podía ser explicada por un modelo geodinámico que haga intervenir acreciones sucesivas de bloques continentales y de arcos insulares en la Placa Sudamericana, aumentando así su volumen hacia el oeste para alcanzar su estado actual hacia finales del Eoceno.

El modelo que presentamos encierra todavía muchos puntos desconocidos, es una síntesis de los trabajos de equipos que laboraron en zonas diferentes, y es susceptible de ser profundamente modificado en función de nuevos descrubrimientos eventuales. Presenta una mejor relación de los fenómenos observados al suroeste del Ecuador que de los que ocurrieron más al norte. En el extremo suroeste del Ecuador, es decir al sur del paralelo 3°20'S, el modelo que mejor se aplica es el que propuso T. Mourier y al. (1988) para el noroeste peruano.

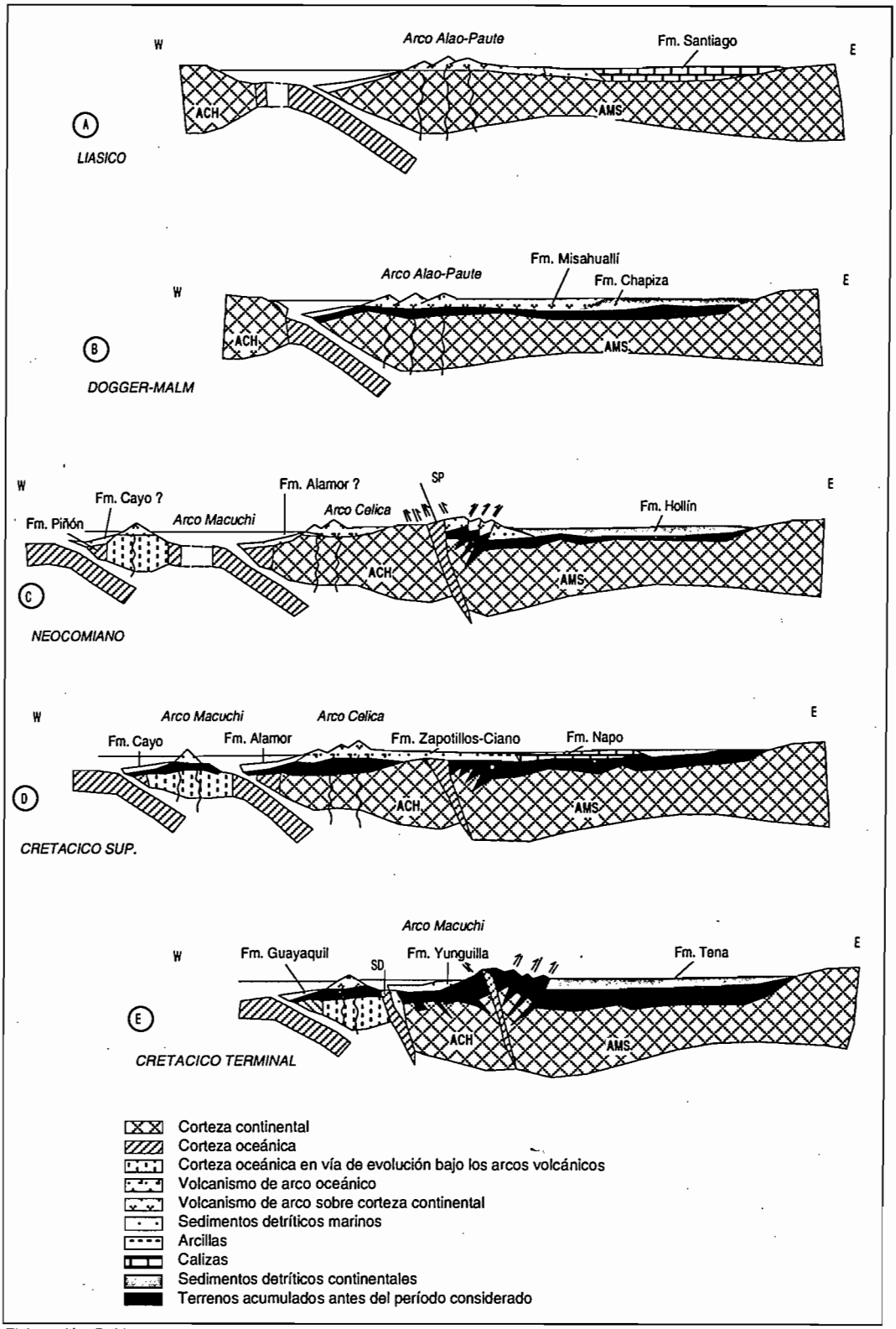
3.1.1. El Jurásico (Fig. 4 A y B)

A principios del Mesozoico, quizás desde el Triásico, al nivel del Ecuador, el borde occidental de la Placa América del Sur estaba situado en el lugar de la actual Cordillera Oriental o Cordillera Real. Más al oeste se extendía un mar que separaba la Placa América del Sur (AMS) de un bloque continental llamado Chaucha-Arenillas (ACH), según el nombre de las localidades ecuatorianas en donde afloran vestigios de esta unidad paleogeográfica. El piso oceánico de este mar intercontinental se hundía debajo de América del Sur por intermedio de una zona de subducción con inmersión hacia el este.

¿Qué distancia separaba América del Sur del bloque Chaucha-Arenillas? Sólo podemos dar un orden de tamaño muy aproximativo. Como lo veremos más adelante, la colisión de los dos bloques debió producirse a finales del Jurásico (138 Ma aproximadamente). Si se admite una velocidad promedia de convergencia de 5 cm/año, velocidad coherente con lo que se conoce de las zonas de subducción actuales, a principios del Jurásico (205 Ma) los dos bloques pudieron estar separados por una distancia del orden de 350 km.

Durante el Triásico superior, una transgresión marina proveniente del norte se extiende sobre la Placa América del Sur; ocupa la actual zona subandina ecuatoriana y sigue hacia el sur en el territorio peruano (F. Megard, 1978; B. Dalmayrac y al., 1980). Esta transgresión instala en la Placa América del Sur (Fig. 4 A) una plataforma carbonatada representada por la formación Santiago. O.F. Geyer (1982) considera que la base de la formación Santiago pertenece

Fig. 4. Modelo de evolución del margen ecuatoriano durante el Mesozóico; acreciones de los arcos Alao-Paute y Macuchi.



Elaboración: R. Marocco

al Triásico superior (Noriano). Esta formación sólo proporcionó algunas amonitas (Arietitas) del Sinemuriano; sin embargo, por comparación con las regiones peruanas vecinas, se puede admitir que la plataforma carbonatada se mantuvo desde el Triásico superior hasta el Jurásico medio.

O.F. Geyer (1974) señala niveles con facies flysch en las regiones occidentales de los afloramientos de la formación Santiago. Aún más al oeste, la formación se carga de depósitos piroclásticos (J.W. Baldock, 1982) provenientes de un arco volcánico instalado sobre el borde occidental de la Placa América del Sur. Los actuales testigos de este arco volcánico son las lavas de la "división Alao-Paute" que afloran en la Cordillera Oriental (J.A. Apsden y al., 1988). Llamaremos "Alao-Paute" a este arco volcánico.

En la plataforma continental que bordea al oeste la Placa América del Sur, debió desarrollarse una sedimentación marina detrítica de tipo "flysch" proveniente de la erosión del arco volcánico Alao-Paute. La "división Maguazo" de J.A. Apsden y al. (1988), evidenciada en el Ecuador central (Cordillera Oriental de las provincias del Azuay y del Cañar), pudo ser un testigo de estos "flysch".

Sobre el bloque Chaucha-Arenillas, la enorme cobertura volcánica Cenozoica no permite saber qué tipo de sedimentación se produjo en el Jurásico. Sin embargo, los sedimentos cuarzopelíticos de las "divisiones Guamote, Guasunto y Cebadas" descritas por J.A. Apsden y al. (1988), podrían ser sedimentos marinos depositados sobre el borde oriental del bloque Chaucha-Arenillas, es decir al oeste de la zona de subducción.

El mar se retira probablemente de la actual zona subandina a finales del Jurásico medio. Una sedimentación continental clástica (formación Chapiza), reemplaza la sedimentación carbonatada anterior (Fig. 4 B). Se admite en forma clásica que la formación Chapiza está recubierta por los terrenos volcano-sedimentarios (lavas, piroclastos, conglomerados) de la formación Misahuallí. Recientes estudios parecen indicar que el volcanismo Misahuallí sería en parte un equivalente lateral occidental de la formación Chapiza (A. Egüez, comunicación oral); que gana progresivamente las zonas cada vez más orientales. Esta migración del volcanismo hacia el este puede traducir un desplazamiento en la misma dirección del arco volcánico Alao-Paute que sigue funcionando durante el Jurásico medio y superior.

Habiéndose reducido el brazo de mar occidental, debido al acercamiento de los dos bloques cratónicos, la sedimentación detrítica marina debe haber proseguido en el flanco occidental del arco Alao-Paute.

3.1.2. La primera colisión (Fig. 4 C)

Es a finales del Jurásico o a principios del Cretácico cuando el bloque de Chaucha-Arenillas choca con la Placa América del Sur. J.A. Apsden y al. (1988) proporcionan pocos elementos susceptibles de poner fecha a la colisión, pero dejan entender que es anterior al volcanismo Celica (ver más adelante) cuya base parece ser del Cretácico inferior, ya que está afectada por intrusiones de granitoides que datan del Aptiense inferior (J.W. Baldock, 1982).

La colisión del bloque Chaucha-Arenillas provoca una intensa deformación del borde oeste de la Placa América del Sur, del arco volcánico Alao-Paute (que deja de funcionar) y de los flyschs Maguazo, provocando estructuras probablemente inclinadas hacia el este. Debido a esta colisión, la cuenca oriental o subandina es deformada por pliegues de gran radio de curvatura que afectan la serie del Triásico superior-Jurásico y su substrato.

Entre la Placa América del Sur y el bloque Chaucha-Arenillas, J.A. Apsden y al. (1988) describen una franja con un ancho de 2 km., constituida por una mezcla de rocas ofiolíticas, de serpentinas y de gabros metamórficos intensamente deformados, aflorando a lo largo de la falla Peltetec. Estos autores consideran que se trata de la sutura entre los bloques que entraron en colisión; esta sutura (llamada de Peltetec) es el vestigio de la zona de subducción que permitió el acercamiento de la Placa América del Sur y del bloque de Chaucha-Arenillas. Inmediatamente al oeste de la sutura de Peltetec, las series sedimentarias de las "divisiones Guamote, Guasuntos y Cebadas" constituyen una banda de terrenos deformados al momento de la colisión. Entre Riobamba y Cuenca, estos terrenos afloran entre las fallas de Peltetec al este y de Ingapirca al oeste (J.A. Apsden y al., 1988).

3.1.3. El Cretácico inferior (Fig. 4 C)

Después de la colisión que instaló los primeros elementos estructurales de la Cordillera Oriental, el dispositivo paleogeográfico debía ser bastante cercano al representado en la figura 4 C. En el extremo oeste, se encuentra el piso oceánico de la Placa Farallón ("paleoplaca Nazca"). Una zona de subducción intraoceánica con inmersión hacia el este origina un arco volcánico sobre la corteza oceánica (arco Macuchi) bien definido en el Cretácico superior pero que funciona probablemente desde el Neocomiano. Los productos volcánicos emitidos por el arco Macuchi corresponden a la formación Macuchi (C.R. Bristow y R. Hoffstetter, 1977; J.W. Baldock, 1982), son en su mayoría ba-

saltos y andesitas de naturaleza toleíticas (M. Lebrat, 1985). Algunas lavas calco-alcalinas provenientes de afloramientos atribuidos al volcanismo Macuchi pueden explicarse en realidad por una yuxtaposición tectónica del arco Macuchi y de un arco más oriental (arco Celica), al momento de la colisión que empezaría en el Cretácico Terminal.

El pedazo de placa oceánica pegado al borde oeste del arco Macuchi constituye el afloramiento hoy en día conocido bajo el nombre de formación Piñón (H.J. Tschopp, 1948). M. Lebrat (1985) mostró que se trata de basaltos de tipo "MORB"(3), emitidos por una dorsal meso-oceánica. Se trataría de la dorsal Pacífica-Farallón que, según G.W. Brass y al. (1983), existía ya en el Cretácico inferior. Es casi seguro que sobre esta placa oceánica ya se debían depositar los primeros niveles de la formación Cayo (A.A. Olsson, 1942), aunque hasta el momento, éstos sólo proporcionaron fósiles del Cretácico superior. Se trata de "flysch" volcano-clásticos provenientes de la erosión del arco Macuchi. Al este del arco Macuchi, un brazo de mar con piso oceánico separa este arco del continente. La litosfera oceánica de este mar marginal realizaba una subducción hacia el este bajo la Placa América del Sur ahora aumentada en su borde occidental por el bloque acretado de Chaucha-Arenillas. Esta subducción permite el acercamiento del arco Macuchi al continente; a principios del Cretácico, el arco Macuchi podría haber estado separado del continente por 350 a 400 km.

Al este de esta nueva zona de subducción se extiende la Placa América del Sur (Placa América del Sur anterior + bloque Chaucha-Arenillas). En el borde oeste de la placa, la subducción provoca la formación de un arco volcánico: el arco Celica. Las volcanitas producidas (formación Celica, C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977) son andesitas y dacitas, rocas volcánicas calco-alcalinas típicas de los arcos volcánicos sobre la corteza continental. Para C.R. Bristow & R. Hoffstetter (1977) la formación Celica tendría una edad que iría del Apciano al Cretácico terminal. Algunas intrusiones fechadas en 114±30 Ma y 113±3 Ma (N.J. Snelling y al., 1970) que afectan la formación Celica, permiten pensar que la base de esta formación debe descender en el Neocomiano. En el flanco oeste del arco Celica, proseguía probablemente una sedimentación marina detrítica. Uno de los testigos de estos sedimentos podría ser, en el suroeste ecuatoriano, el grupo Alamor, el cual proporcionó fósiles (entre ellos amonitas) que indicaron una edad que varía desde el Aptiano al Campaniano; pero nada se opone a que el límite inferior del grupo Alamor descienda más bajo en el Cretácico inferior.

Al este del arco Celica, los productos del desmantelamiento de los relieves creados durante la colisión América del Sur y Chaucha-Arenillas, debieron alimentar en parte la sedimentación deltaica de la formación Hollín cuya mayor parte de los aportes, sin embargo, vinieron del este. La formación Hollín reposa en discordancia angular sobre los terrenos subandinos jurásicos, forma parte de estos esparcimientos detríticos de edad Cretácico inferior, muy desarrollados en las zonas subandinas ecuatorianas y peruanas y provenientes del delta del Amazonas que, en el Cretácico inferior, desembocaba en el Océano Pacífico.

3.1.4. El Cretácico superior (Fig. 4 D)

Durante el Cretácico superior (Cenomaniano y Campaniano), el dispositivo paleogeográfico se asemeja mucho al anterior. El arco Macuchi está acercándose a la Placa América del Sur y el arco volcánico Celica sigue funcionando. En el flanco occidental del arco Celica, prosigue la sedimentación del grupo Alamor.

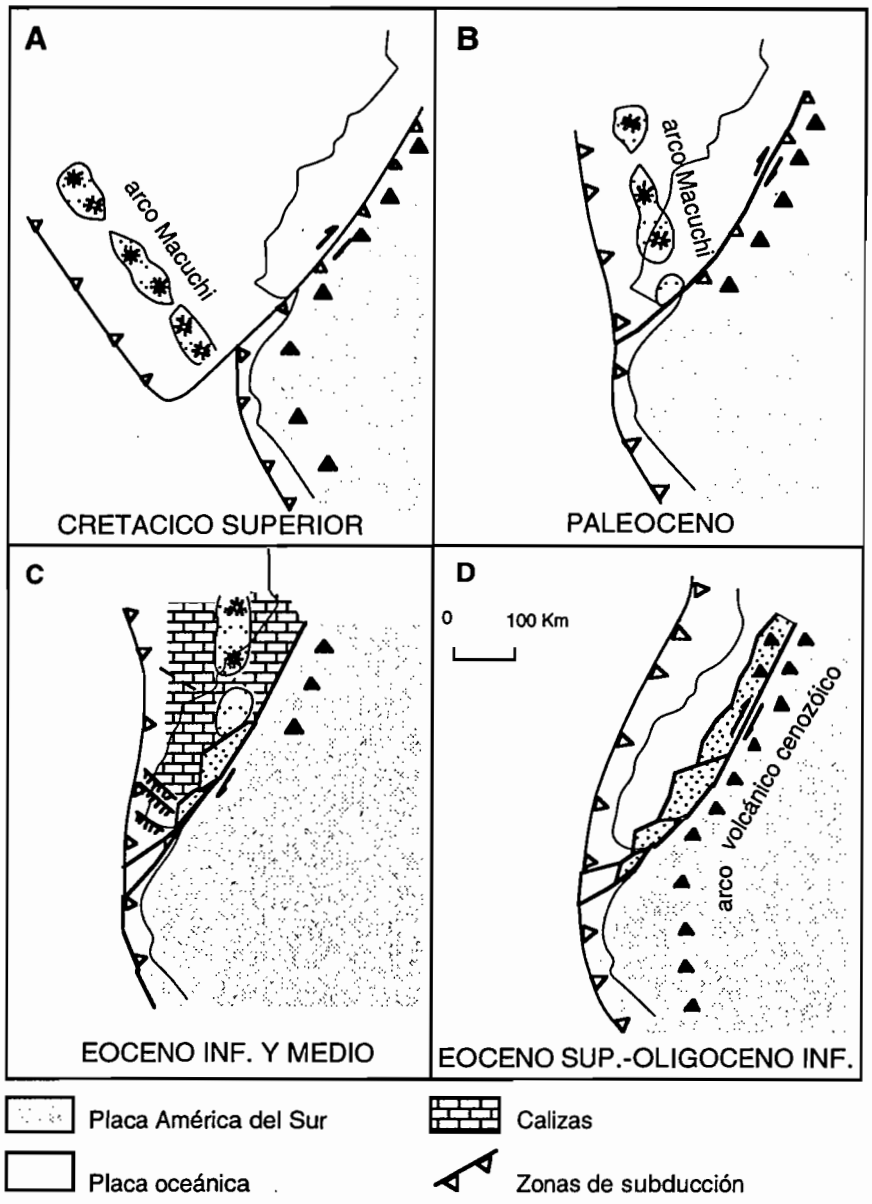
Al este del arco Celica, la Cordillera Oriental (zona de la sutura) está aplanada y puede dejar pasar la transgresión del Cretácico superior proveniente del Pacífico. Esta transgresión establece, al este del arco Celica, un mar que, en el máximo de la transgresión -en el Cenomaniano superior y luego Cogniaciano- Santoniano (E. Jaillard y al., 1985)- recubre la totalidad de la cuenca subandina.

Al este de la cuenca subandina, este mar del Cretácico superior instala una plataforma carbonatada que produce las calizas, las areniscas y las margas de la formación Napo (T. Wasson & J.M. Sinclair, 1927) que reposa en concordancia sobre la formación Hollín. Hacia el oeste, la cuenca de plataforma se ahonda y la sedimentación se vuelve más margosa; C.R. Bristow y R. Hoffstetter (1977) indican que, hacia el oeste, la formación Napo pasa a esquistos calcáreos bituminosos (¿facies profundas?) que afloran sobre el borde oriental de la Cordillera Real. J.W. Baldock (1982) piensa que el grupo Margaritas (esquistos negros, esquistos calcáreos, cuarcitas) podría también ser un equivalente lateral de la formación Napo.

---

(3) MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt): Basaltos emitidos en las cordilleras medio-oceánicas durante los procesos de expansión de los fondos oceánicos. Su composición química promedio calculada a partir de muestras de todas las cordilleras medio-oceánicas sirve de referencia para comparar los MORB cualquier otro basalto.

Fig. 5. Vista del mapa del modelo de acreación del arco Macuchi.



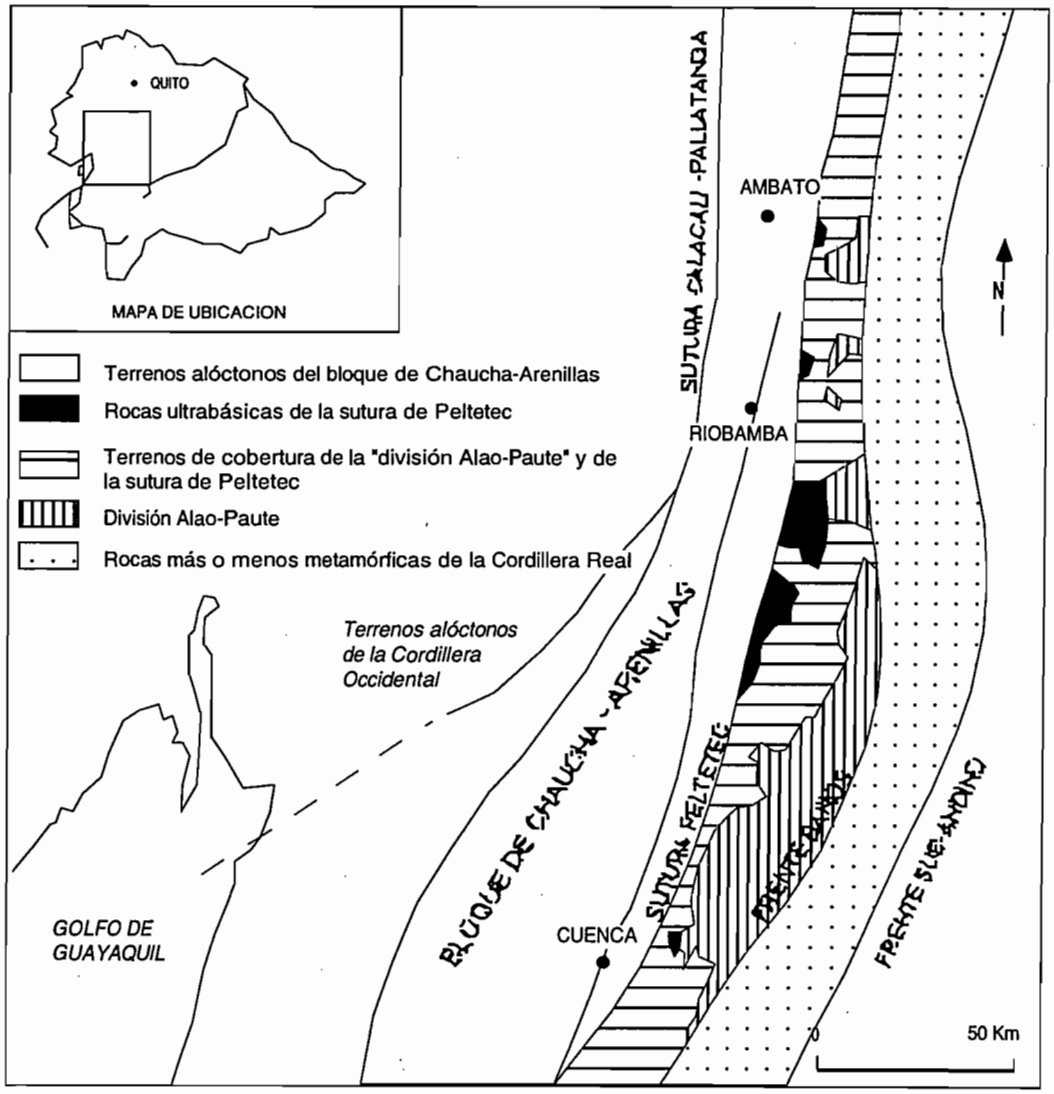
Elaboración: R. Marocco

3.1.5. La colisión que empezó en el Cretácico terminal (Fig. 4 E)

El arco volcánico Macuchi entra en colisión con el continente hace 75 Ma (M. Lebrat, 1985). Los estudios paleomagnéticos realizados sobre las formaciones Piñón y Macuchi indican una rotación horaria de 72°±8° de estos terrenos (P. Roperch y al., 1987, Laj y al. inédito). Estos datos paleomagnéticos permitieron presentar un esquema de la dinámica de la colisión que muestra que es el extremo sur del arco Macuchi -entonces orientado NO-SE- el que chocó primero contra el continente (Fig. 5 A). Bajo el efecto de este bloqueo meridional, el arco y su substrato oceánico soportan una rotación horaria que sólo terminará a finales del Eoceno o al principio del Oligoceno.

La falla transformante a lo largo de la cual se desplaza y luego se pega el arco de Macuchi al continente, es la falla Dolores-Guayaquil (Dolores-Guayaquil Megashear ou DGM, de F. Megard y al., 1986); tiene un movimiento dextral(4) (C.J. Campbell, 1968; J.E. Case y al., 1971, 1973). Esta falla transformante se confunde, en parte, con la zona de subducción oriental encima de la cual funciona el arco Celica (Fig. 5 A). Al contacto entre el continente y el arco Macuchi, se forma una sutura compuesta por rocas ofiolíticas, vestigios del mar marginal y de la zona de sub-

Fig. 6. Mapa geológico simplificado de la Cordillera Oriental del Ecuador central



Elaboración: R. Marocco, Fuente: J.A. Apsden y al, 1988

ducción que permite la colisión. Esta sutura se realiza progresivamente hacia el norte.

La colisión del arco Macuchi con el continente provoca el cese del funcionamiento del arco volcánico Celica (M. Lebrat, 1985) al menos en su parte sur. También provoca la deformación del continente. La Cordillera Oriental se levanta bajo el efecto de la compresión; es probablemente en esa época cuando empiezan a formarse los diferentes frentes tectónicos descritos por J.A. Apsden y al. (1988) al este de la sutura Peltetec bajo el nombre de "frente Baños" y "frente subandino" (Fig. 6). Los guijarros de rocas metamórficas siálicas señalados por M. Lebrat (1985) en la formación Yunguilla indican el levantamiento de las regiones orientales.

Mientras se producen estos eventos tectónicos, la sedimentación continúa. En el flanco occidental del arco Macuchi se depositan los flyschs finos de la formación Guayaquil (J.M. Sinclair & C.P. Berkey, 1924). Entre el arco Macuchi en proceso de colisión y la Cordillera Oriental emergida, la formación Yunguilla (H.E. Thalmann, 1946) se deposita en discordancia angular sobre los terrenos anteriores en proceso de plegamiento.

En la cuenca subandina, emergida pero aún subsidente, una sedimentación clástica continental proporciona las capas rojas de la formación Tena. La presencia de foraminíferos (C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977) indica que una

(4) Dextral: Se dice de una falla de rumbo (con juego horizontal) cuyo compartimiento derecho se desplaza hacia el observador. Una falla de rumbo cuyo compartimiento izquierdo se desplaza hacia el observador se dice siniestral.

incursión marina penetra en la cuenca subandina. Esta transgresión marina del Cretácico terminal, muy documentada en el Perú y en Bolivia (R. Marocco, 1989; T. Sempere y al., 1987), proveniente del norte del continente suramericano (¿Caribe?) bordeó la franja oriental de la Cordillera Oriental recientemente emergida.

3.1.6. Del Paleoceno al Eoceno superior (Fig. 5)

El modelo de evolución presentado aquí , por cierto no compartido por todos los especialistas de la geología ecuatoriana, supone que durante el período Paleoceno-Eoceno superior la colisión del arco Macuchi contra el continente América del Sur prosigue y termina. La figura 5 muestra esta evolución desde el Cretácico superior (antes de la colisión) hasta el Oligoceno inferior (fin de la colisión).

En el Paleoceno, la colisión prosigue (Fig. 5 B). La zona entre el DGM y el arco Macuchi emerge quizás bajo el efecto de la colisión, o si no la sedimentación del flysch Yunguilla prosigue en una cuenca cada vez más estrecha. Al oeste del arco Macuchi se produce una sedimentación de tipo flysch. Se la reconoce en la península de Santa Elena en donde comienza a individualizarse una cuenca muy subsidente - la cuenca Progreso - con el nombre de grupo Azúcar, serie areniscosa alimentada desde el sureste, por las regiones elevadas al sur del DGM.

En el Eoceno medio (Fig. 5 C) una sedimentación carbonatada se instala de ambos lados del arco Macuchi. Al este del arco esta sedimentación produce las calizas Unacota (A. Egüez & J. Bourgois, 1986; M. Santos & F. Ramirez, 1986); al oeste son las calizas arrecifales de la formación San Eduardo (R.W. Landes, 1944; M. Santos y al., 1986). En la cuenca Progreso que sigue profundizándose y ensanchándose, el borde de la plataforma calcárea San Eduardo, al hundirse, provoca turbiditas cal cáreas (M. Santos y al., 1986).

En el Eoceno superior-Oligoceno inferior (Fig. 5 D), el arco Macuchi está completamente integrado al borde del continente suramericano y seguirá funcionando durante todo el Neógeno. Entre la zona de subducción que adquiere su posición definitiva, y el continente, una sedimentación detrítica turbidítica, proveniente de este último, proporciona shales, areniscas y conglomerados. Son las formaciones San Mateo y Zapallo en el centro y el norte del Ecuador y el grupo Ancón en la cuenca Progreso.

En la cuenca Progreso, la estratigrafía paleógena (Paleoceno y Eoceno) todavía provoca controversias. Algunos autores como J. Azad (1969), J.A.R. Colman (1970), G. Cisneros (1978) consideran que el conjunto del Paleogeno constituye un "complejo olistotrómico" formado por el deslizamiento en la cuenca de las masas areniscosas ya litificadas de los grupos Azúcar y Ancón. S. Benitez (1986) piensa, por lo contrario, que la sedimentación fue normal, sin deslizamientos gravitarios; el aspecto caótico de las series se debería así a una acumulación de escamas tectónicas provocadas por los fenómenos de acreción. Nosotros escogimos la segunda interpretación en la exposición del modelo geodinámico; sin embargo, se necesita realizar estudios más detallados para poder proponer una conclusión.

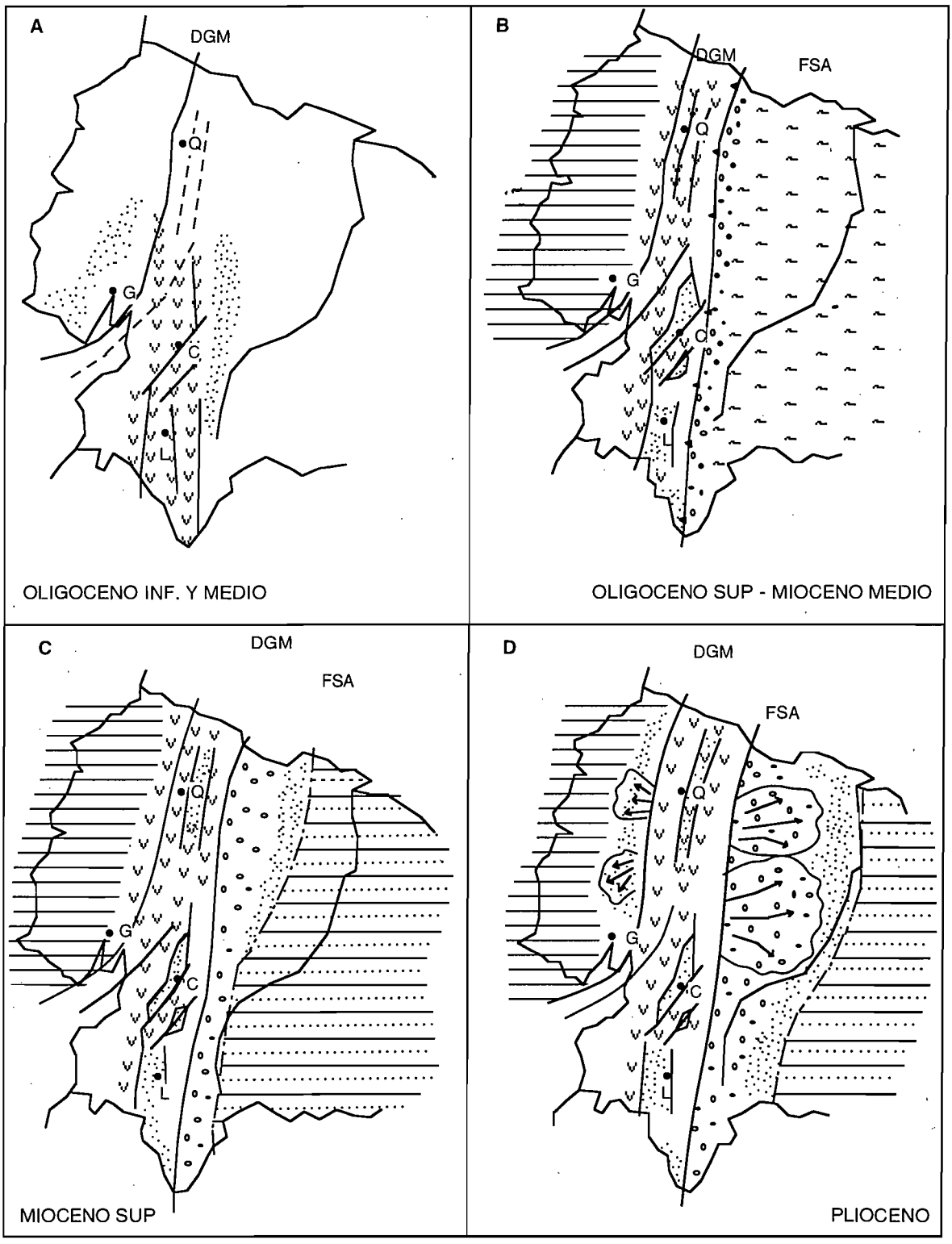
En la cuenca subandina, el período Paleoceno-Eoceno está materializado por las capas rojas continentales (conglomerados, areniscas, arcillitas) de la formación Tiyuyacu (H.J. Tschopp, 1948). Estas capas rojas sobreyacen concordantemente, pero con una fuerte discontinuidad sedimentaria, la formación Tena. La disminución del espesor hacia el este, parece indicar un origen occidental (Cordillera Oriental) de los aportes sedimentarios. El contenido fosilífero de la formación Tiyuyacu indica una edad Paleoceno-Eoceno inferior (C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977).

3.1.7. Las críticas al modelo presentado

El modelo aquí presentado tiene la ventaja de ser sencillo y pedagógico. Integra en forma armónica los datos adquiridos estos últimos años sobre el contexto geodinámico y geoquímico de los arcos volcánicos; también muestra la rotación que sufrieron los terrenos que componen la región costanera y la Cordillera Occidental. Sin embargo, este modelo está bastante mal ajustado desde el punto de vista cronológico; existen todavía grandes incertidumbres en cuanto a la edad de las series volcánicas e incluso la de algunas series sedimentarias.

Por lo menos localmente, las volcanitas Celica (¿arco volcánico sobre corteza continental o cuenca marginal?), están cubiertas por los" flysch" Yungilla, que datan del Cretácico terminal; se puede admitir que, al menos en parte, el arco volcánico Celica funcionó durante el Cretácico. Sin embargo, todavía no se establece la edad Cretácica del arco Macuchi, ni por datación radiocronológica ni por correlación estratigráfica. Las únicas dataciones que poseemos conciernen a rocas intrusivas atribuidas a la actividad de este arco; éstas indican el Eoceno y el Mioceno (F. Van Thournout y A. Egüez, com. pers.).

Fig. 7. Mapas de las facies del Cenozoico



Elaboración: R. Marocco

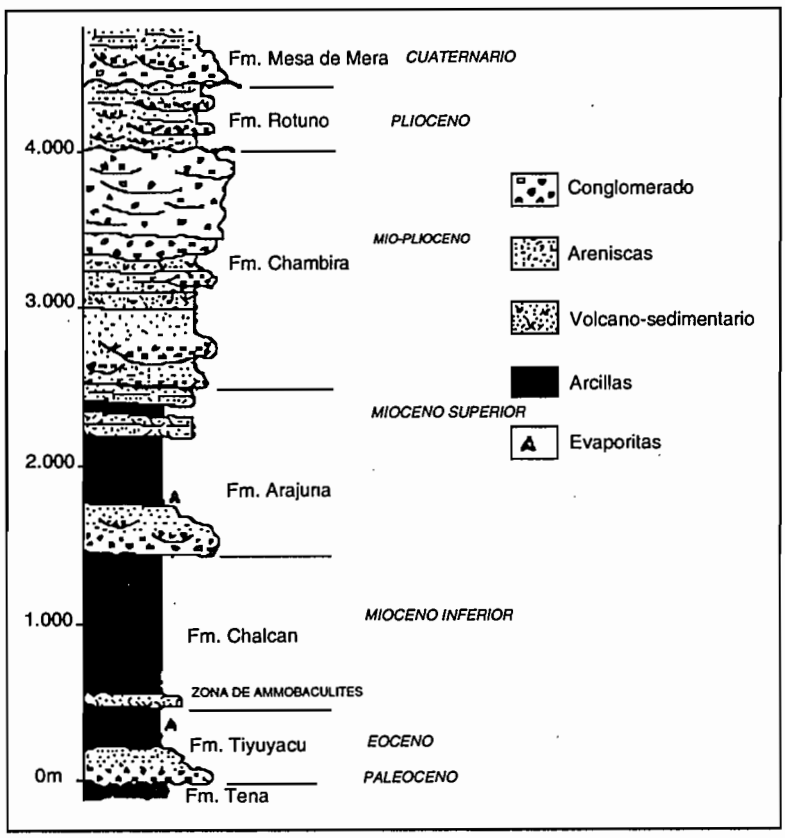
Estas incertidumbres sobre la edad de las volcanitas Macuchi plantean el problema de las medidas paleomagnéticas realizadas sobre dichas volcanitas. Si la relación genética y cronológica entre las rocas intrusivas fechadas y el arco volcánico Macuchi se confirman, se vuelve a plantear el problema de la edad de la colisión del arco Macuchi y de la Placa América del Sur. La rotación en sentido horario de 70° no se puede poner en duda pero nada nos asegura de que se produjo a partir del Cretácico superior.

Pese a estas restricciones, el modelo presentado muestra bastante bien la geología del centro y del sur del Ecuador. Sin embargo, al norte del paralelo 1° sur, el modelo se vuelve más difícil de aplicar. En efecto, en esta parte del Ecuador, no se encuentra ningún terreno volcánico que pueda ser atribuido al arco Celica. Las únicas rocas volcánicas conocidas son las que están localizadas al oeste de la sutura y se atribuyen a la actividad del arco Macuchi.

Debido a las yuxtaposiciones de terrenos oceánicos y continentales, en el territorio ecuatoriano no se puede aplicar el modelo de evolución establecido para las regiones andinas más meridionales (Perú, Bolivia, Chile). Parece evidente que la historia geodinámica del margen activo occidental de América del Sur está hecha con acercamientos y colisiones de bloques continentales y oceánicos; esta historia debe poseer puntos en común con el modelo presentado anteriormente, pese a estar mal definido cronológicamente. Para que este modelo de evolución esté mejor controlado, se necesita progresar en el conocimiento estratigráfico y geoquímico de las diferentes series volcánicas mesocenozoicas. También es necesario fechar y caracterizar mejor los eventos tectónicos que se produjeron, desde el principio del Cretácico, en el territorio ecuatoriano.

3.2. DEL OLIGOCENO AL ACTUAL

Fig. 8. Corte esquemático de la estratigrafía del Cenozoico del Oriente



Elaboración: : R. Marocco

En el Oligoceno, el territorio ecuatoriano ya adquirió más o menos su extensión actual, las acreciones están terminadas. El aspecto del Ecuador sigue siendo, sin embargo, muy diferente al que presenta actualmente. Primeramente, es menos elevado, en el Oligoceno el levantamiento andino es incipiente. Además, el volcanismo cenozoico, responsable de una buena parte de la morfología actual se encuentra en sus inicios, todavía sin originar grandes relieves. Y por fin, los efectos de las tectónicas que se producirán durante todo el Neógeno deben comenzar a hacerse sentir; fue probablemente hacia finales del Oligoceno (por comparación con el Perú y Bolivia) cuando la Cordillera Oriental empezó a imbricarse sobre su piedemonte oriental subandino por intermedio del frente subandino (FSA).

Las figuras 7 A, B, C y D muestran las reconstituciones paleogeográficas someras en el Oligoceno, en el Mioceno y en el Plioceno; en cada una de ellas, los grandes elementos morfológicos siguen siendo los mismos:

- la zona subandina y la llanura amazónica - el Oriente - forman una región plana y poco elevada encima del nivel marino de la época. Esta zona deprimida recibe la sedimentación continental proveniente del desmantelamiento progresivo de la Cordillera Oriental;
- la Cordillera Oriental se está levantando debido quizás a reajustes isostáticos, pero también, probablemente, bajo el efecto de la compresión neógena que, como en Perú y en Bolivia, tiende a hacerse imbricar la Cordillera Oriental encima de su antepaís oriental;
- en la depresión interandina, pequeñas cuencas intramontañosas, muchas veces lacustres, limitadas por fallas, tienen una sedimentación continental controlada por la tectónica y el magmatismo efusivo neógenos;
- la Cordillera Occidental tiene, desde el Oligoceno hasta el Plio-Cuaternario, una actividad volcánica permanente;
- la llanura costanera, hasta finales del Terciario, corresponde a una plataforma marina en donde se depositan sedimentos litorales.

3.2.1. El Oriente

Durante el Cenozoico, la sedimentación del Oriente está controlada sobre todo por la deformación y el levantamiento de los Andes consecutivos a las tectónicas andinas. La serie es netamente grano y estratocreciente (Fig. 8), lo que traduce una progradación de las facies próximas sobre las facies distales(5). El Cenozoico subandino corresponde a medios sedimentarios fluviales, lacustres y temporalmente marinos muy poco profundos (Mioceno superior).

No se conoce paleontológicamente al Oligoceno en la zona subandina. En efecto, la formación Tiyuyacu, fechada del Mastrichtiano-Eoceno inferior (C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977), está cubierta por la formación Chalcana que contiene foraminíferos del Mioceno inferior. Esta laguna del Oligoceno debe indicar un período de calma tectónica reinante en la zona andina que todavía no había adquirido relieves suficientes para alimentar la sedimentación clástica hacia el este. También indica que la tímida transgresión marina del Mioceno inferior todavía no había alcanzado el territorio ecuatoriano.

El Mioceno inferior y medio, está representado por la formación Chalcana (H.J. Tschopp, 1948, 1953; C.J. Campbell, 1970; C.R. Bristow & R. Hoffstetter, 1977) compuesta por aproximadamente 1.000 m. de arcillitas abigarradas más o menos yesíferas. La parte inferior, que equivale a la formación Orteguaza del Oriente colombiano, contiene la "fauna con Ammobaculites A" compuesta por foraminíferos del Mioceno inferior. Esta parte inferior de la formación Chalcana corresponde a un medio marino o salobre muy poco profundo que se estableció sobre el conjunto de la zona subandina de los Andes centrales (formación Pozo en el Perú, formación Yecua en Bolivia). Los niveles superiores de la formación Chalcana, netamente continentales, contienen Carofitas.

El Mioceno superior (formación Arajuno) es arenoso y arcilloso en la parte occidental del Oriente en donde muestra sedimentos fluviales distales con algunas facies salobres con foraminíferos. En el este del Oriente, la serie es enteramente arcillosa (formación Curaray de H.J. Tschopp, 1948, 1953); las facies salobres se encuentran en mayor cantidad, conteniendo una fauna de foraminíferos más rica que en la formación Arajuno: la "fauna con Ammobaculites B". También se encuentran ostrácodos, moluscos y vertebrados (peces, tortugas, cocodrilos).

La aparición de las areniscas más o menos conglomerádicas en las regiones orientales del Oriente indica que la

(5) Distal: En un sistema sedimentario, se llaman zonas distales las zonas alejadas de las fuentes de los aportes sedimentarios. Distal se opone a proximal.

zona andina empezaba a sufrir los efectos de las primeras tectónicas cenozoicas. Por otra parte, la regresión hacia el este de las facies salobres podría estar relacionada con estas tectónicas que provocaron un ligero levantamiento del antepaís andino oriental.

El Mioceno superior-Plioceno. A partir del final del Mioceno, la sedimentación gruesa se generaliza en el conjunto de la cuenca subandina. La formación Chambira, que recubre la formación Arajuno (J.W. Baldock, 1982) está constituida por cerca de 1.500 m. de areniscas y conglomerados azoicos. La serie es cada vez más gruesa hacia la parte superior, lo que traduce la acentuación de la tectónica en las zonas andinas y el cabalgamiento hacia el este de la Cordillera Oriental.

La formación Chambira esta deformada por la primera tectónica cenozoica que afecta la zona subandina (pliegues con grandes radios de curvatura, fallas inversas). La edad de esta tectónica sigue siendo bastante imprecisa, la formación Chambira, no fechada, recubre el Mioceno superior y esta recubierta en discordancia por una serie de terrazas aluviales (areniscas, arcillas, algunos conglomerados) de la formación Rotuno, también deformada.

3.2.2. La Sierra

En la Sierra, ya se trate de la Cordillera Oriental, del valle interandino o de la Cordillera Occidental, los terrenos oligocenos o actuales están ampliamente representados pero su datación todavía no está bien establecida. En algunos lugares (cuencas de Cuenca y Loja) fósiles continentales permitieron establecer, localmente, una estratigrafía; en otras partes, algunas determinaciones de edades radiométricas fechan tal o cual serie volcánica. Pero todavía no existe una síntesis estratigráfica general del Cenozoico de la Sierra, como la que existe para el Oriente.

Durante el Cenozoico, la Sierra tiene una actividad volcánica casi permanente. A partir del Mioceno inferior, es decir del momento en que cambia el régimen de convergencia de las placas (NE-SO antes de 26 Ma, pasa a E-O hacia el límite Oligoceno-Mioceno), el nuevo estado de presión de la cadena provoca la apertura de cuencas controladas tectónicamente en el valle interandino. Es también en este período cuando la Cordillera Oriental empieza a cabalgar encima de su antepaís en donde se depositan las primeras llegadas conglomeráticas. Durante el Mioceno y el Plioceno, el funcionamiento de estas cuencas es contemporáneo de una actividad volcánica cuyos productos alimentan la sedimentación continental. En el Cuaternario, todo es casi igual; volcanismo y sedimentación continental se producen simultáneamente; quizás la actividad volcánica ocupe una mayor extensión que durante el período anterior.

En el Cenozoico, a diferencia de las regiones más meridionales de la Cordillera de los Andes en donde el volcanismo está netamente centrado sobre la Cordillera Occidental, en Ecuador, el arco magmático ocupa un ancho mayor al de la cordillera, ya que el volcanismo parece ser tan intenso en la Cordillera Occidental como en el valle interandino. Hasta la Cordillera Oriental tiene una importante actividad volcánica (formaciones Pisayambo y Sicalpa en el norte, Tarqui en el Centro y el sur). Además, los niveles volcano-sedimentarios de la parte superior de la formación Chambira del Oriente son el indicio de una actividad volcánica en las zonas orientales de la Sierra.

El Oligoceno y el Mioceno basal están representados, en el centro y el sur del Ecuador, por una potente serie volcánica de más de 2.000 m. descrita bajo el nombre de grupo Saraguro. Se trata de lavas más bien andesíticas en las cuales se intercalan rocas piroclásticas. El grupo Saraguro ha sido localmente fechado radiométricamente a 21.4 y 26.8 Ma, o sea respectivamente del Mioceno basal y del Oligoceno superior (J.W. Baldock, 1982).

Al norte del paralelo 2°S, no se conocen, en la Sierra, terrenos volcánicos o sedimentarios de edad equivalente al grupo Saraguro.

El Mioceno inferior-Plioceno es el período en donde, paralelamente a la actividad volcánica, se establecen cuencas intramontañosas controladas por fallas muchas veces descolgantes. Estas cuencas son numerosas del norte al sur del valle interandino: cuencas del Chota, de Latacunga, de Riobamba, de Cuenca, de Nabón, de Loja-Vilcabamba, de Zumba. Cada una de estas cuencas posee sus propias características tectónicas; sedimentarias, cronológicas pero todas poseen en común el hecho de haberse formado en el Mioceno inferior, de tener un relleno esencialmente constituido por productos volcánicos resedimentados y de haber funcionado en régimen tectónico compresivo.

Tomaremos como ejemplo la cuenca de Cuenca, una de las mejor estudiadas (C. Noblet y al., 1988) y que resulta ser bastante representativa de la historia de las demás.

El basamento de la cuenca de Cuenca está constituido por el grupo Saraguro. En el Mioceno inferior, un sistema de fallas N-S y NE-SO, sometido a una compresión NE-SO provoca el juego dextral de las fallas N-S y la apertura de la cuenca de Cuenca (Fig. 9 A y B). Esta primera fase de apertura determina, en las rocas volcánicas Saraguro, un surco NNE-SSO ocupado por un sistema fluvial cuyos sedimentos originan la formación Biblián. En el Mioceno medio, la compresión general gira en sentido horario. Las fallas de borde de cuenca dextrales controlando la sedimentación lacustre de las formaciones Loyola y Azogues (Fig. 9 C), al mismo tiempo que provocan discordancias internas progresivas. La formación Azogues, turbidítica, indica la acentuación de los fenómenos tectónicos y magmáticos. Por fin, en el Mio-Plioceno, la compresión general se vuelve E-O, la cuenca de Cuenca tiende a cerrarse, el lago está invadido por un sistema fluvial proximal y por conos aluviales de la formación Mangán (Fig. 9 D).

Durante el Cuaternario, la intensa actividad magmática prosigue sobre el conjunto de la Sierra. Es durante este período cuando se forman todos los grandes edificios volcánicos que constituyen una parte importante del atractivo turístico del Ecuador: Pichincha, Cotopaxi, Chimborazo, Tungurahua, Altar, Sangay, Reventador, etc.

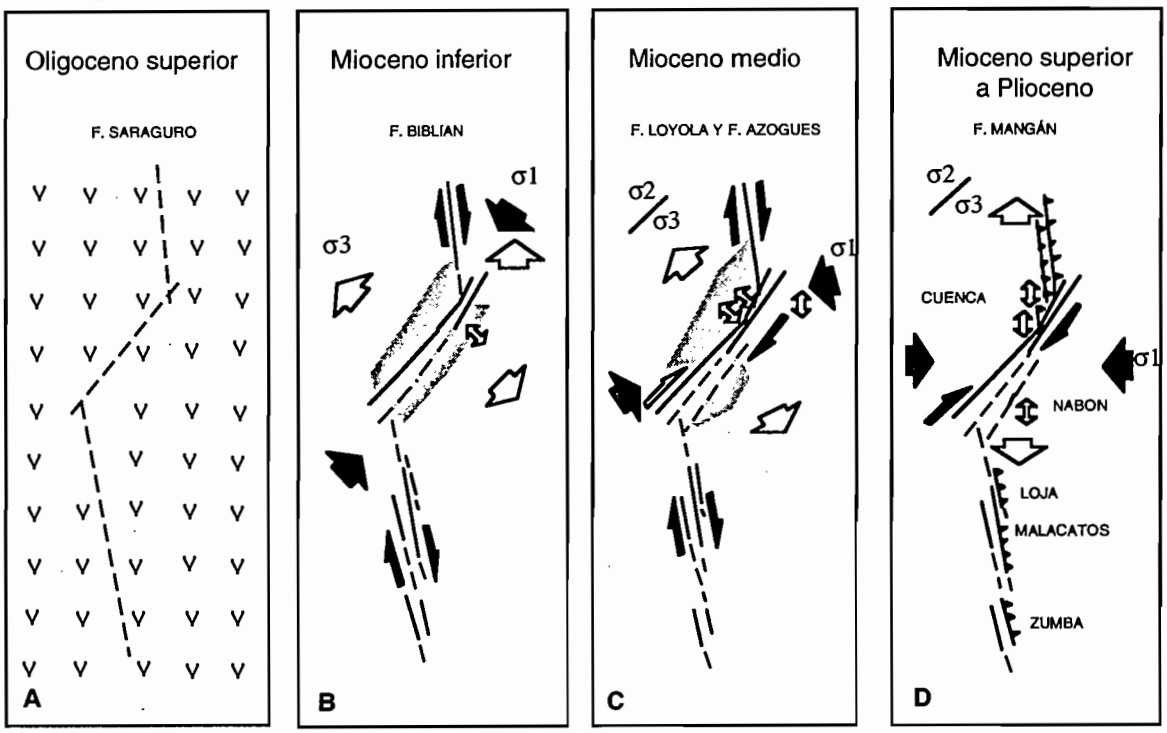
La sedimentación continental esencialmente fluvial prosigue durante el Cuaternario en las cuencas controladas tectónicamente (cuencas de Latacunga, de Guayllabamba, etc.).

3.2.3. La Costa

Durante el Cenozoico superior, la zona costanera es una plataforma marina que ve depositarse sedimentos litorales sobre las turbiditas cretácicas-eocenas y sobre los carbonatos del Eoceno superior. Los sedimentos del Cenozoico superior se depositan en cuatro cuencas distintas, estructuradas por sistemas de fallas normales ONO-ESE provenientes de las presiones, a las cuales está sometido el bloque oceánico costanero desde su acreción al continente (Cretácico terminal-Eoceno). Estas fallas (de Esmeraldas, de Bahía de Caráquez, de Chongón-Colonche, de La Cruz) delimitan, de norte a sur, las cuencas de Borbón, Manabí, Progreso, Jambelí (Fig. 10). La cuenca de Jambelí todavía se encuentra actualmente debajo del nivel del mar.

Las fallas NE-SO, paralelas a la dirección general de los Andes ecuatorianos, bien visibles entre Bahía de Caráquez y la frontera colombiana, forman uno de los otros elementos de la estructuración de la Costa. Parecen haber desempeñado un papel importante en la evolución de la cuenca terciaria de Borbón. Según M.C. Daly (1989), estas fallas se habrían formado durante un período de extensión oligocénica (fallas normales), contemporáneo de una convergencia lenta. Luego, en el Mioceno superior y probablemente hasta el actual, durante un período de tectónica

Fig. 9. Evolución dinámica de la cuenca de Cuenca



Elaboración: R. Marocco; Fuente: C. Noblet y al., 1988)

compresiva y de convergencia rápida de las placas, estas fallas habrían vuelto a jugar en fallas inversas (¿y dextrales?).

El Oligoceno inferior está ausente del conjunto de la zona costanera; sólo parece estar representado el Oligoceno superior (miembro Zapotal de la formación Tosagua), pero todavía no se ha encontrado ningún fósil característico. Así como el Perú (R. Marocco y De Muizon, 1988), el Ecuador muestra una laguna del Oligoceno inferior, que se debe probablemente a una regresión. El Mioceno y el Plioceno tienen ambiente marino litoral en las cuatro cuencas, alcanzando varios miles de metros de areniscas y arcillas muchas veces fosilíferas. El Cuaternario es marino muy litoral en el sur ("Tablazos" de la Península de Santa Elena) y hasta el sur de Manta; es continental en las cuencas de Manabí y de Borbón en donde corresponde a esparcimientos detríticos provenientes de la erosión de la Cordillera Occidental.

Más adelante veremos que las cuencas costaneras neógenas (por lo menos las cuencas de Progreso y de Jambelí), pueden ser interpretadas como cuencas en extensión debido a la migración hacia el norte del bloque costanero. El neto retroceso hacia el norte de las faciés de la cuenca de Jambelí (S. Benitez, 1986) apoya la hipótesis de un funcionamiento neógeno y actual, en extensión de esta cuenca.

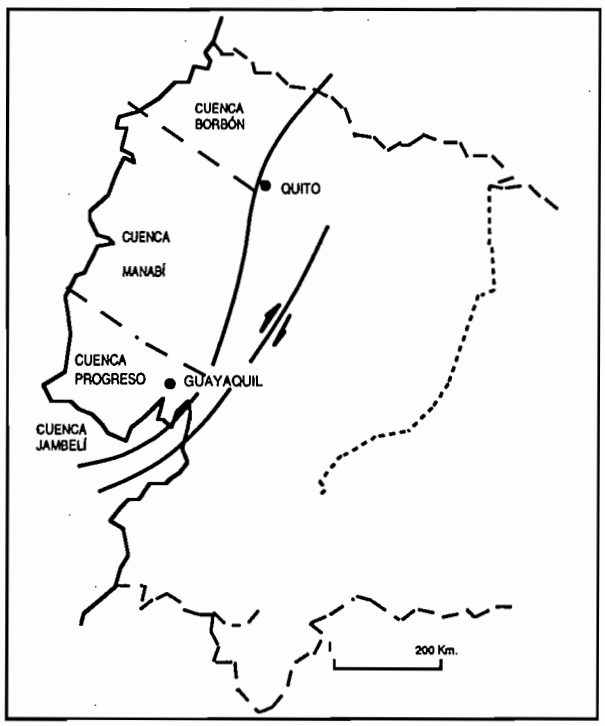
Queda el problema de la "virgación" de Jipijapa. En efecto, al nivel de esta localidad la orientación de los afloramientos de rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas, de orígen oceánico, pasan de NE-SO (norte y centro del Ecuador) a NNO-SSE (Cordillera de Chongón-Colonche, limitando al norte la cuenca de Progreso).

¿Podemos decir que se trata de una virgación, es decir de la torsión tectónica de un afloramiento inicialmente más o menos recto?

¿O bien, se trata de un "artefacto geológico", una disposición resultante de la erosión pero simulando una virgación?

Cosa curiosa, los geólogos no parecen haberse preocupado por este problema. En el estado actual de los conoci-

Fig. 10. Mapa de situación de las cuencas cenozoicas de la Costa ecuatoriana



mientos, la hipótesis de la torsión tectónica (virgación) choca con el modelo generalmente admitido en la actualidad de un bloque costanero migrando hacia el norte: la única manera para provocar este tipo de torsión sería admitiendo una deformación a lo largo de grandes fallas NE-SO descolgantes siniestrales. Estas fallas existen (Falla Dolores-Guayaquil por ejemplo), pero su juego es dextral. Un modelo no pretende la verdad absoluta, es un escenario plausible construido a partir de cierto número de hechos: ¡Por el momento la "virgación" de Jipijapa no es explicable por el modelo pero eso no quiere decir que no exista!

Otra explicación podría ser que, hacia el principio del terciario, los dos sistemas de fallas de la Costa (ONO-ESE y NO-SE) hayan individualizado un bloque de terrenos mesozoicos con la forma aproximada de un paralelepípedo (la "virgación" de Jipijapa sería la cima suroeste de este bloque). Los pliegues cenozoicos y las erosiones sucesivas habrían conducido al estado actual.

Ninguna de estas hipótesis es totalmente convincente; se necesitan nuevas investigaciones para aportar una solución al problema de la "virgación" de Jipijapa.

4. MECANISMOS DE LAS DEFORMACIONES RECIENTES EN LOS ANDES ECUATORIANOS

4.1. INTRODUCCIÓN

Al margen pacífico de América del Sur, los Andes forman una cordillera elevada y continua con un largo de más de 7.500 km y un ancho que varía de 150 km en Ecuador a más de 500 km en el Perú. Pese a diferencias locales generadas probablemente por la segmentación del plano de Bénioff(6), la cordillera andina evoluciona esencialmente desde el inicio del Neógeno por encima de la subducción de la litósfera oceánica Nazca (Fig. 11).

Mientras que los Andes centrales están íntegramente constituidos por el material siálico de América del Sur, los Andes septentrionales están caracterizados por la presencia, en su vertiente occidental, de terrenos alóctonos de origen oceánico y/o de arcos insulares (Fig. 12) acretados al continente durante el Cretácico (T. Feininger & C.R. Bristow, 1980; W.J. McCourt y al., 1984; M. Lebrat, 1985).

En Colombia y en Ecuador, el accidente "Dolores-Guayaquil Megashear" (DGM) de dirección N-S separa la América del Sur continental mesozoica de sus terrenos alóctonos (J.E. Case y al., 1971, 1973; C.J. Campbell, 1974 a, b; R. Meissner y al., 1976; T. Feininger & M.K. Seguin, 1983):

- En Colombia, el DGM bordea el lado oriental de la depresión interandina (graben Cauca-Patía).
- En Ecuador, este accidente sigue la depresión interandina hasta una latitud de 2°S en donde forma una curva en dirección del Golfo de Guayaquil (Fig. 12). A este golfo se le interpreta, por lo general, como una cuenca sobre falla transcurrente asociada a movimientos dextrales desde el Mioceno a lo largo del DGM (B.T. Malfait & M.G. Dinkelman, 1972; B. Faucher & E. Savoyat, 1973; C.J. Campbell, 1974; R. Moberly y al., 1982; S. Benítez, 1986).

¿Cómo se deforman los Andes ecuatorianos?

Los márgenes entre océano y continente en subducción tienen, por lo general, una geometría cilíndrica caracterizada en el continente por deformaciones en compresión y/o en extensión según una dirección más o menos paralela a la convergencia; este es el caso en la mayor parte de los Andes centrales. Sin embargo, en Ecuador, existen estructuras oblicuas en relación con la dirección del margen (por ejemplo el DGM). Su geometría, su cinemática y su grado de actividad fueron recientemente estudiados en detalle (T. Winter & A. Lavenu, 1989a, b; T. Winter, 1990; A. Lavenu & T. Winter, en prensa).

En este capítulo:

- Ubicaremos el Ecuador en el marco geodinámico de la convergencia de las Placas Nazca y América del Sur.
- Describiremos la sismicidad instrumental e histórica de este país.
- Presentaremos las principales fallas activas, buscando caracterizar las deformaciones recientes.
- Por fin, intentaremos destacar, en forma cualitativa, los mecanismos que son susceptibles de explicar, en la tierra y en el mar, el tipo y la distribución de estas deformaciones en Ecuador.

(6) Plano de Benioff: Plano de hundimiento de la litósfera oceánica por debajo de la continental.

4.2. LA PLACA DE NAZCA

La tectónica neógena y cuaternaria en los Andes ecuatorianos se ubica en el marco del proceso de subducción rápida de la Placa oceánica Nazca bajo el continente suramericano (Fig. 11). Después de la reorganización de la Placa Farallón en las Placas Cocos y Nazca, hace aproximadamente 26-25 Ma, una litósfera oceánica muy joven (<20 Ma), de estructuración E-O (Fig. 12), subduce, desde por lo menos el principio del Plioceno, debajo del norte del Ecuador y Colombia (P. Lonsdale & K.D. Klitgord, 1978).

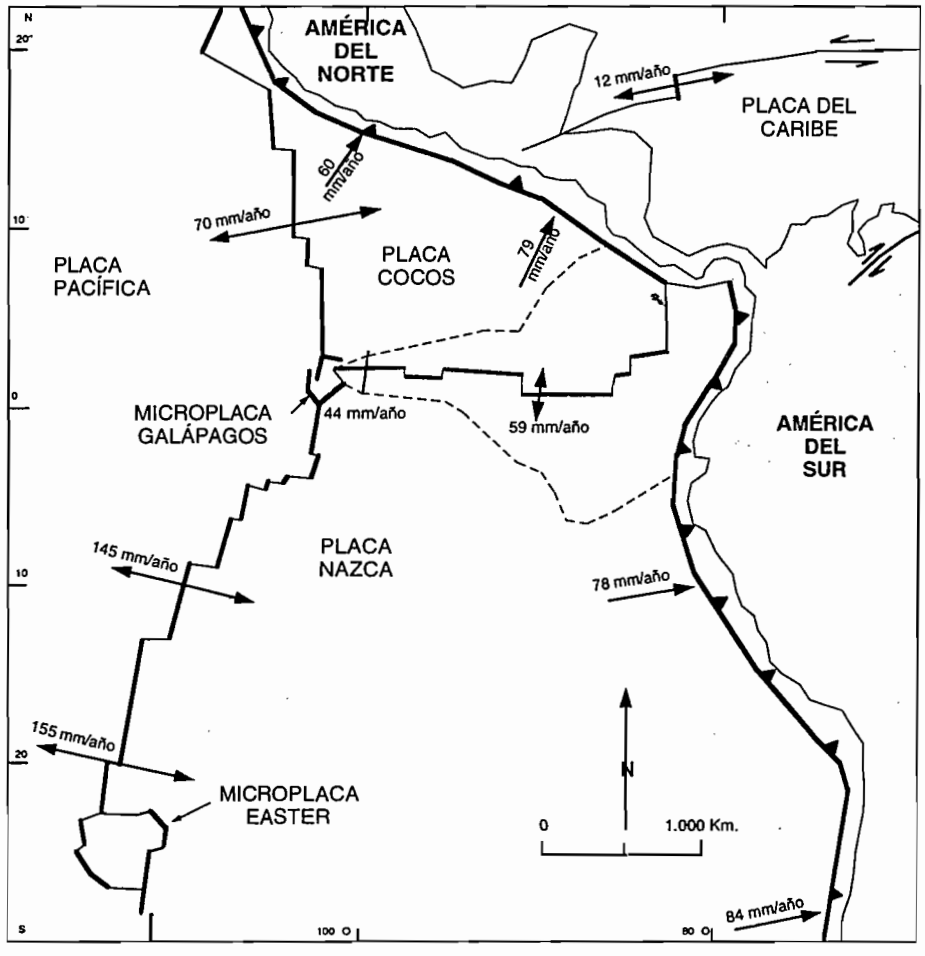
El límite meridional de la joven litósfera, formado en el Rift Cocos-Nazca, es la escarpa de Grijalva que penetra oblicuamente en la subducción al oeste del Golfo de Guayaquil:

- Al sur de esta escarpa, la litósfera oceánica que subduce tiene una edad superior a 30 Ma y presenta una estructura de dirección cercana a N-S.
- Justo al norte de la escarpa de Grijalva, la Dorsal Carnegie, ancha en más de 200 km y alta en más de 1.000 m, penetra en la subducción bajo el centro y el norte del Ecuador (Fig. 11). Probablemente se formó a partir del Mioceno inferior durante el paso de la Placa Nazca sobre el punto caliente (hot spot) de las Galápagos ubicado cerca del Rift de las Galápagos. La Dorsal Carnegie llegó probablemente a la zona de subducción a principios del Cuaternario. La velocidad de convergencia entre las Placas de Nazca y América del Sur parece haber variado poco desde el principio del Mioceno y es actualmente de 78 mm/año con una dirección N80°E (M.C. Daly, 1989; C. Demets y al. en prensa).

4.3. LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL E HISTÓRICA

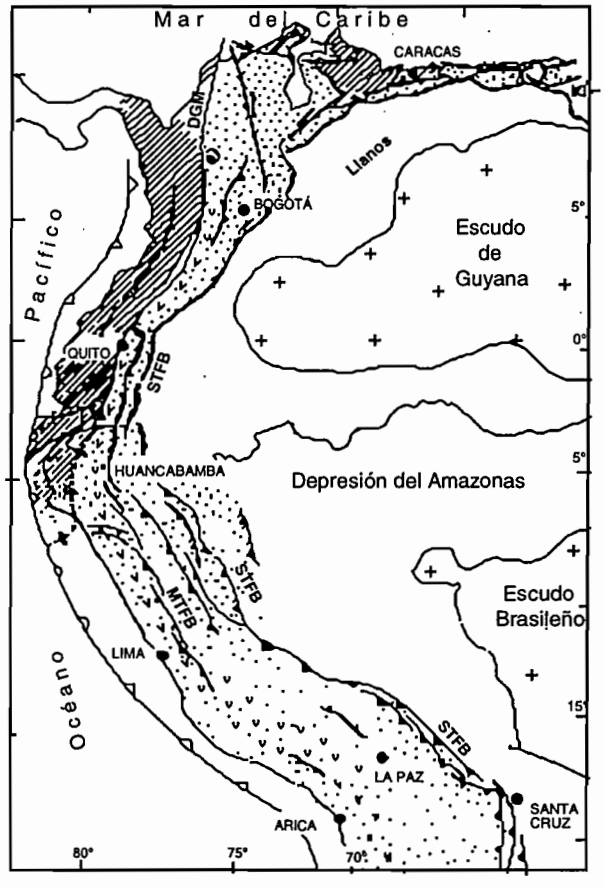
En la figura 13, hemos representado los sismos históricos calificados como destructores (I>7 en la escala de Mercalli modificada), así como los sismos instrumentales de magnitud superior a 5.0. También hemos inscrito los mecanismos en el foco de los sismos, cuando éstos existían. Recordemos que se distinguen dos grandes tipos de

Fig. 11. Esquema de las placas mar adentro de América del Sur



Fuente: T. Winter, 1990

Fig. 12. Unidades estructurales mayores del noroeste de América del Sur.



Elaboración: T. Winter; Fuente: F. Mégard, 1987

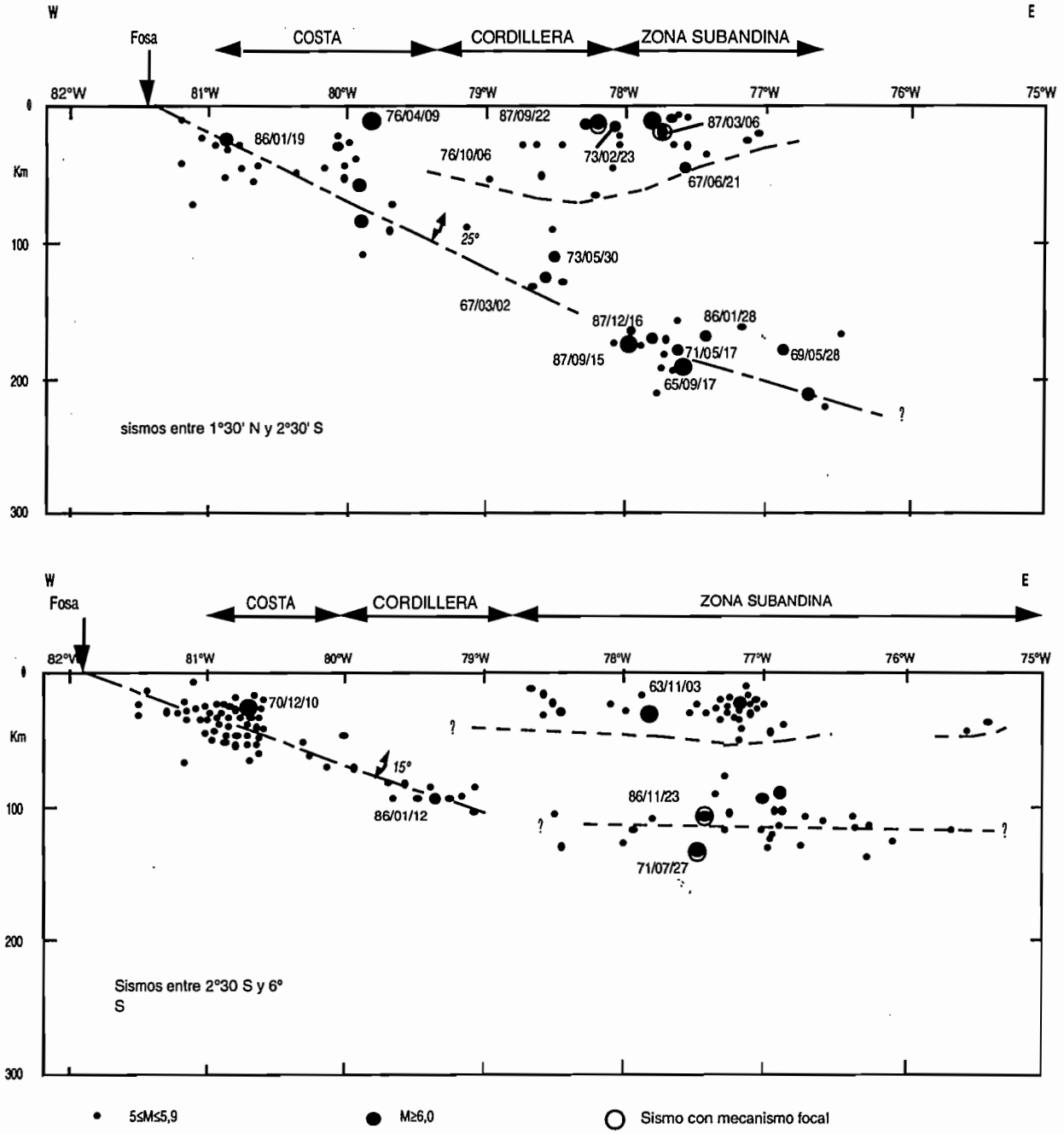
sismos: los que están directamente relacionados con la fricción de la placa oceánica contra el continente (sus focos son profundos, ubicados en el límite de las dos placas) y aquellos cuyos focos están ubicados en la placa continental, con poca profundidad.

4.3.1. La Sismicidad relacionada con la subducción

- Distribución y geometría de la subducción.

En Ecuador, la repartición de la sismicidad intermedia y profunda (Fig. 14) permitió evidenciar dos ángulos de inmersión de la subducción: al norte del Golfo de Guayaquil, uno de aproximadamente 25° hacia el este y al sur del

Fig. 14. Proyección E-O de los sismos con magnitud ≥ 5.0 ubicados entre las latitudes de 2°30'S y 1°30'N (a) y 2°30'S y 6°S (b)



Fuente: T. Winter, 1990

Golfo, uno de aproximadamente 15° hacia el este.

- Los sismos mayores de la zona de subducción en el norte del Ecuador y el sur de Colombia.

En 1906, mar adentro de las costas de Ecuador y Colombia, se produjo un sismo poco profundo de magnitud 8.9 acompañado por un tsunami. Las intensidades y las deformaciones de la Costa permitieron a J.A. Kelleher (1972) estimar el largo de la zona de ruptura en más de 500 km. Los sismos de 1942 (M=8.3) y de 1958 (M=7.9) reactivaron una parte del segmento roto en 1906. El sismo del 12 de diciembre de 1979 (78.386°O, 1.584°N, prof=33 km, Ms=7.9) se produjo en el mar al sur de Tumaco en el sur de Colombia; sus efectos se sintieron en Colombia y en

Ecuador; el mecanismo en el foco fue en compresión. El sismo de Tumaco terminó de rellenar el "gap" sísmico(7) que existía desde 1906 (J.A Kelleher, 1972; D.G. Herd y al., 1981). A lo largo de la costa ecuatoriana, no parece haberse producido ningún sismo parecido al de 1906 o a los de 1942, 1958 y 1979 desde la llegada de los Españoles.

4.3.2. La sismicidad superficial

- Distribución

En Ecuador, los sismos superficiales (P<40 km) con una magnitud superior o igual a 5.0 están concentrados en la zona costanera y en la zona subandina (Fig. 13 y 14).

En la Costa, estos sismos están asociados a la subducción y se constata que la sismicidad superficial es más intensa en el sur del Ecuador, en donde el ángulo de inmersión de la subducción es menor.

En la zona subandina, estos sismos corresponden a rupturas sobre imbricaciones. También se puede constatar que encima de una subducción poco inclinada, la zona sísmicamente activa en la región subandina es más amplia.

Por otra parte, al norte de los 2°30'S, es decir, encima de una subducción inclinada de aproximadamente 25°, se puede notar la presencia de una sismicidad superficial en la cordillera (Fig.13 y 14). El registro histórico confirma esta particularidad.

- Los mecanismos focales

Los mecanismos focales de los sismos que se han producido en la zona costanera son compresivos y presentan planos nodales(8) con dirección cercana a N-S (Fig. 13). Estos eventos están muy probablemente relacionados con la subducción.

En la zona subandina, mientras que los sismos superficiales parecen concentrados en el borde de la Cordillera Oriental hacia la mitad septentrional del Ecuador, éstos afectan una zona más amplia al sur de la latitud 2°30'S. Dichos sismos se producen bajo regiones cuya topografía es relativamente baja. Podrían corresponder a la actividad de fallas inversas y a *"décollements"* con vergencia este en el substrato y probablemente también en la cobertura sedimentaria. En las cordilleras, la sismicidad superficial está concentrada al norte de una latitud de 2°30'S. Tres mecanismos focales son compresivos y presentan planes nodales de dirección cercana a N-S (Fig. 13).

El conjunto de estos mecanismos focales muestran que los Andes del centro del Ecuador están sometidos a un acortamiento activo más o menos paralelo a la dirección de convergencia entre las Placas Nazca y América del Sur.

4.3.3. La sismicidad histórica

Con excepción de los tres sismos localizados en la Costa (1906, 1942 y 1958) evocados anteriormente, los sismos destructores (I>7) fueron todos sentidos y descritos en la depresión interandina, ubicándose entre la frontera colombiana y una latitud de aproximadamente 2°S. No se reportó ningún testimonio de fuerte terremoto en el sur del Ecuador pese a que esta región está habitada desde finales del siglo XV (en Cuenca).

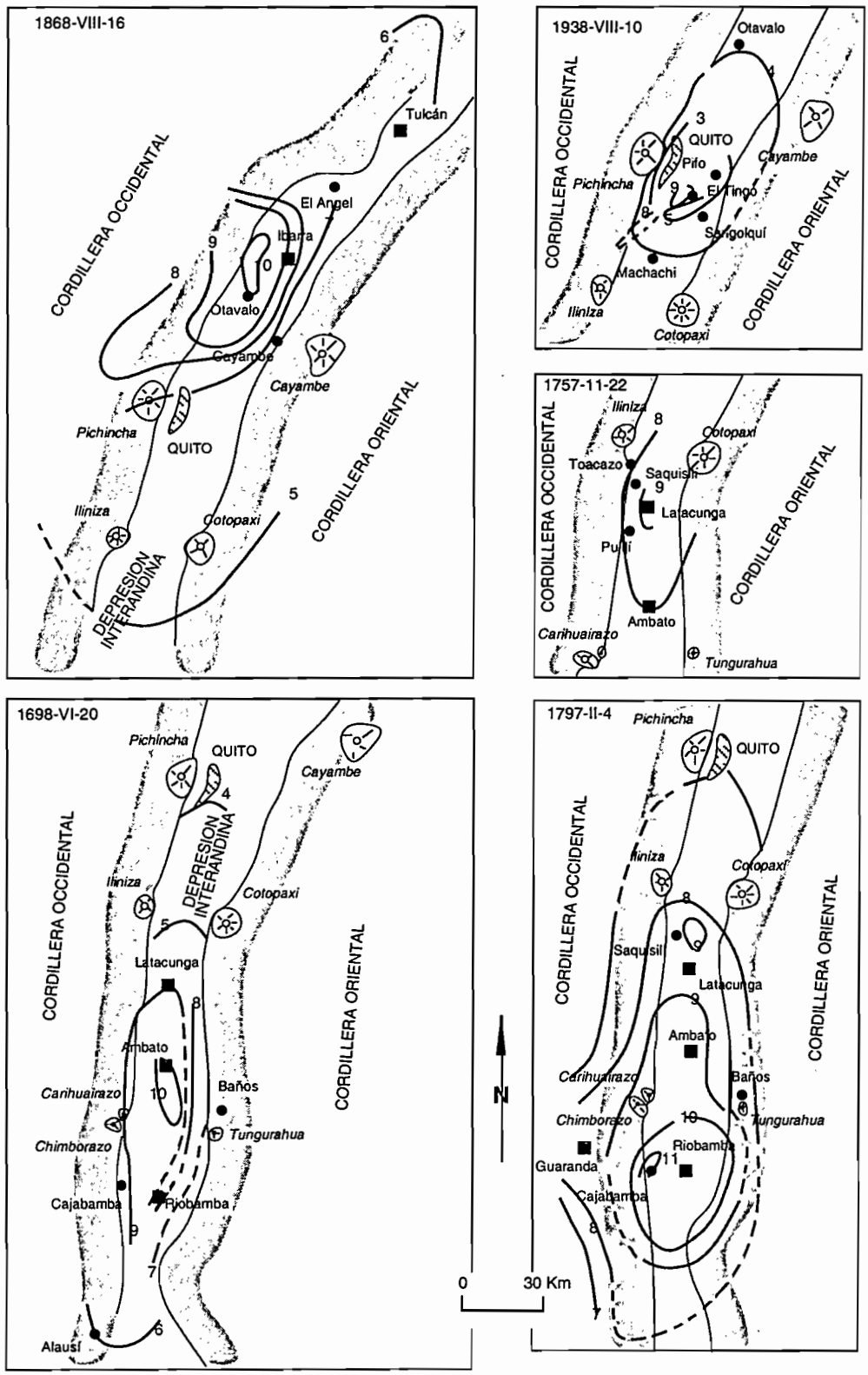
En la Costa, si se exceptuan los sismos de 1906, 1942 y 1958 que se produjeron probablemente en la zona de subducción, no se menciona ninguna destrucción y ningún tsunami en relación o independiente de los sismos descritos anteriormente. Quizás es válido evocar aquí una falta de archivos más que una ausencia de eventos sísmicos.

Algunos de estos sismos tuvieron efectos suficientemente descritos para que se les pueda interpretar como eventos superficiales producidos en la zona subandina o en la depresión interandina. Son, por ejemplo, los de 1868 en Ibarra, 1938 en Quito, 1736, 1757 y quizás 1944 en Latacunga (Fig. 15).

(7) Gap sísmico: En una zona sísmica (como por ejemplo el margen occidental de las Américas) un gap sísmico es una zona donde no se han producido sismos en mucho tiempo. La energía acumulada en esta zona la hace muy propensa a conocer un sismo importante.

(8) Planos nodales: Planos perpendiculares referenciales que pasan por el foco del sismo y que permiten caracterizar los esfuerzos emitidos por dicho sismo.

Fig. 15. Mapa de las isosistas de cinco sismos históricos que afectaron la depresión interandina ecuatoriana



Fuente: T. Winter, 1990

4.4. LAS DEFORMACIONES ACTIVAS EN LOS ANDES ECUATORIANOS

La tectónica activa a lo largo del margen peruano de América del Sur está hoy en día bastante bien documentada gracias a los estudios neotectónicos (M. Sebrier y al., 1985; M. Sebrier y al., 1988; O. Bellier, 1989; J. Cabrera, 1989). Pese a que la sismicidad histórica e instrumental muestra que existen deformaciones activas en Ecuador, hasta ahora se han hecho pocos estudios de campo detallados sobre fallas activas (F. Dugas & A. Lavenu, 1988; J.P. Soulas, 1988). Su estudio sistemático detallado ha sido emprendido recientemente (T. Winter & A. Lavenu, 1989 a, b; T. Winter, 1990; A. Lavenu & T. Winter, en prensa).

4.4.1. El sistema de fallas transcurrentes dextrales en el centro del Ecuador

Una de estas fallas corresponde a la reactivación dextral de la parte meridional del "Dolores-Guayaquil Megashear". Esta sutura que, al norte del Ecuador, sigue el borde oeste de la depresión interandina toma, al sur de la ciudad de Riobamba, una dirección suroeste hacia el Golfo de Guayaquil (Fig. 16 y 17). Los sondeos realizados en este golfo muestran la existencia de más de 10.000 m de sedimentos miocenos a cuaternarios (S. Benitez, 1986) organizados en dos cuencas:

- Una al sur de la isla Puná en donde se reconocieron 7.000 a 9.000 m de sedimentos miocenos a cuaternarios.
- Otra un poco más al oeste, en forma triangular, que integra 10.000 m a 12.000 m de sedimentos miocenos a actuales, entre los cuales 4.500 m son plio-cuaternarios.

S. Benitez (1986) interpreta estas cuencas como grabens ENE-OSO a E-O ubicados entre el prisma de acreción(9) y el arco volcánico de la cordillera andina. Actualmente, estas cuencas están marcadas en la morfología del golfo por depresiones (S. Benitez, 1986) sugiriendo una subsidencia siempre activa.

En la Costa, a lo largo del presunto paso de la falla "Dolores-Guayaquil", se puede notar un desplazamiento de aproximadamente 25 km en el sentido dextral (Fig. 16). En el mismo lugar, el flanco oeste de la Cordillera Occidental parece también estar desplazado, en el sentido dextral, de unos treinta kilómetros.

El conjunto de estas observaciones tiende a confirmar la interpretación del Golfo de Guayaquil como una cuenca sobre falla de rumbo, asociada a movimientos dextrales sobre la falla "Dolores-Guayaquil", desde el Mioceno (B.T. Malfait & M.G. Dinkelman, 1972; B. Faucher & E. Savoyat, 1973; C.J. Campbell, 1974; R. Moberly y al., 1982). Sin embargo, los sismos superficiales con una magnitud superior a 5.0 y que podrían estar relacionados con la apertura actual del Golfo de Guayaquil son poco numerosos (Fig.13).

El accidente "Dolores-Guayaquil" atraviesa la Cordillera Occidental siguiendo los valles de los ríos Chimbo y luego Pangor en donde una intensa erosión, provocada por el clima tropical, no permite la conservación de indicios morfológicos que atestigüen una actividad reciente de la falla.

Un estudio preciso, localizado en el segmento septentrional de esta falla, cuando deja el río Pangor y sigue el borde oriental del valle a una altitud aproximada de 3.600 m, permitió determinar su geometría, su cinemática y su grado de actividad (T. Winter & A. Lavenu, 1989b; T. Winter, 1990).

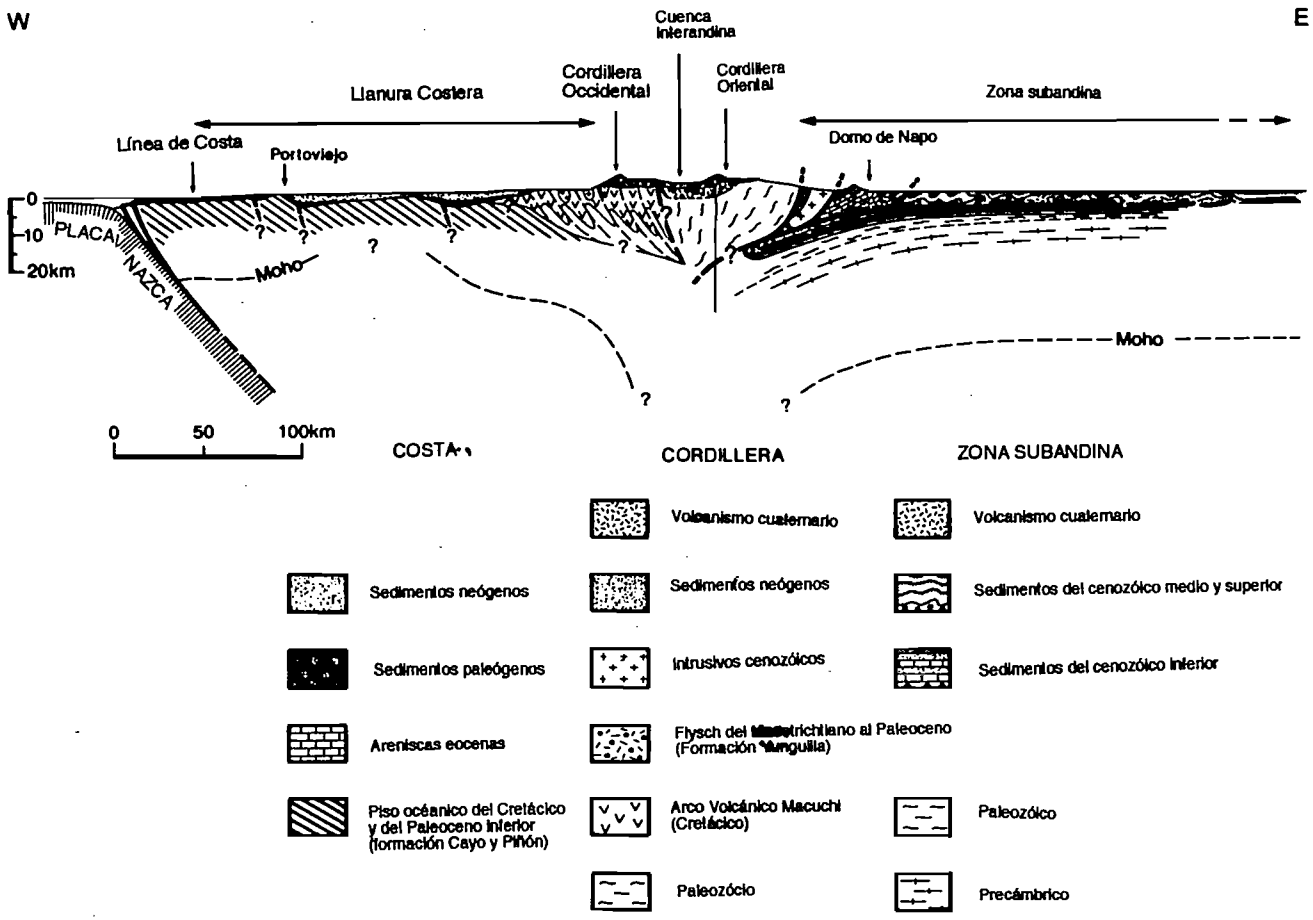
La falla interrumpe brutalmente relieves y corta con un ángulo cercano a los 90° una serie de ríos tributarios del río Pangor. Está señalada en el paisaje por una ruptura de pendiente bien marcada por rellanos generalmente pantanosos (Fig. 18). Algunas escarpas abruptas (25° a 30°) orientadas, a veces hacia el valle y otras hacia el frente montañoso, jalonan la huella de la falla y limitan las zonas pantanosas (Fig. 19).

La falla separa dos conjuntos morfológicamente diferentes:

- Un frente montañoso que alcanza alturas superiores a los 4.000 m.
- El valle del río Pangor en donde actualmente las aguas han vuelto a entallar una antigua superficie de depósito que ocupa el fondo de los valles.

La buena preservación de los objetos morfológicos separados por algunas decenas de metros, justificó un análisis detallado de la evolución de los marcadores morfológicos próximos a la falla, así como un estudio cuantitativo de los

(9) Prisma de acreción: Acumulación de rocas deformadas en la zona de enfrentamiento entre la placa continental y la placa oceánica en curso de subducción.


W
E
Cuenca Interandina
Cordillera Occidental
Cordillera Oriental
Llanura Costera
Zona subandina
Línea de Costa
Portoviejo
Domo de Napo
0
10
20km
PLACA
NAZCA
Moho
Moho
0
50
100km
COSTA
CORDILLERA
ZONA SUBANDINA
Volcanismo cuaternario
Sedimentos neógenos
Sedimentos paleógenos
Areniscas eocenas
Piso océanico del Cretácico y del Paleoceno inferior (formación Cayo y Piñón)
Volcanismo cuaternario
Sedimentos neógenos
Intrusivos cenozóicos
Flysch del Maastrichtiano al Paleoceno (Formación Yunguilla)
Arco Volcánico Macuchi (Cretácico)
Paleozóclo
Volcanismo cuaternario
Sedimentos del cenozóico medio y superior
Sedimentos del cenozóico inferior
Paleozóico
Precámbrico

desplazamientos observados, a través del análisis de perfiles topográficos paralelos, medidos de cada lado de la falla sobre una distancia de aproximadamente 4 km. (T. Winter, 1990).

Este estudio preciso del segmento de la falla de Pallatanga permitió comprender mejor la evolución de los marcadores morfológicos activos o pasivos a proximidad de una falla de rumbo, y estudiar la relación entre la escala de las estructuras consideradas y los desfases morfológicos observados. El reconocimiento de los procesos locales de erosión (deslizamiento de terreno, encajonamiento de los ríos) y de sedimentación ("bermas")(10), resultó indispensable para la interpretación de estos desfases. La determinación de los desplazamientos a corto plazo(11) se apoya en la correlación de marcadores morfológicos decamétricos, de cada lado de la falla. Sin embargo, los desplazamientos a largo plazo(12) son accesibles por una correlación de marcadores más anchos, alejados de la falla, y por lo tanto, más estables.

En la zona estudiada, la geometría N30°-75°E del plano de la falla ha sido determinada a partir de perfiles topográficos realizados en forma perpendicular al trazo de la falla. Aquí, la falla de Pallatanga es dextral-inversa(13). Se pudieron determinar en ella cuatro desplazamientos dextrales: 27±6 m, 45.9±6.7 m, 590±110 m y 995±145 m. Para los dos primeros desplazamientos, los desniveles verticales pudieron ser estimados en aproximadamente 5 m y 7 m. Los vectores de deslizamiento resueltos(14) en el plano de falla tienen un "pitch"(15) similar de aproximadamente 10°S.

Fig. 18. Expresión morfológica de la falla de Pallatanga (flechas) a 3.600 m en la Cordillera Occidental. Vista hacia el SE.

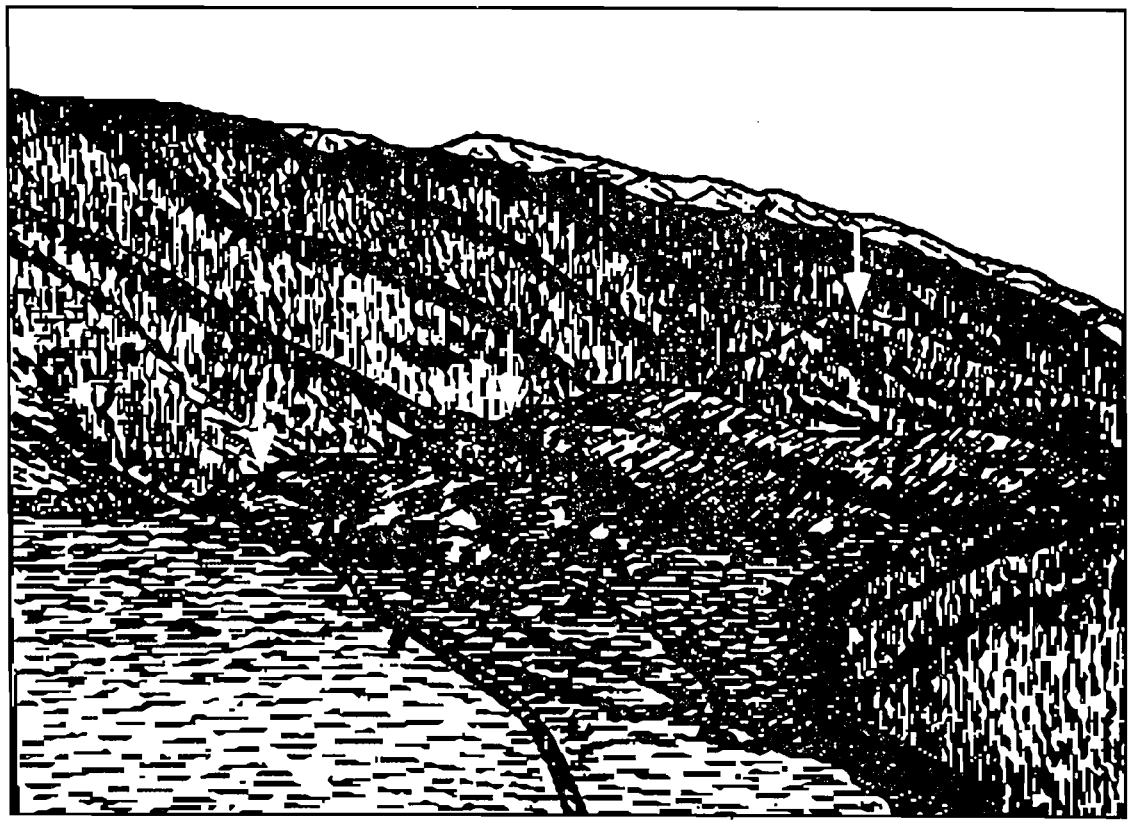
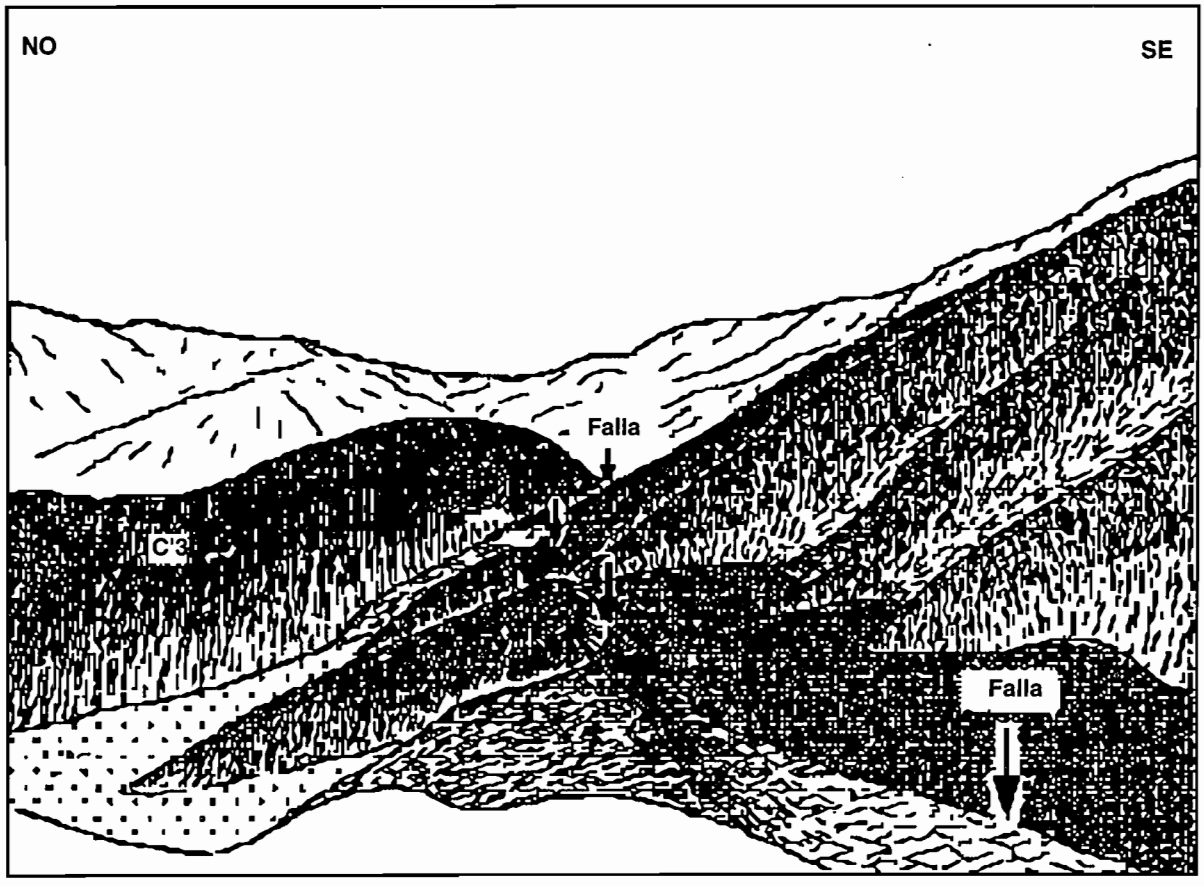


Foto: T. Winter, 1990

(10) Berma: Leve depresión que se forma al pie de los abruptos de falla normal y que se debe a la rotación del bloque bajado.
(11) Desplazamiento a corto plazo: Desplazamiento a lo largo de una falla durante un período "corto" (del orden de 100.000 años).
(12) Desplazamiento a largo plazo: Desplazamiento a lo largo de una falla durante un período "largo" (del orden del .millón de años).
(13) Dextral-inversa: Falla de rumbo que además de un juego dextral presenta un juego inverso.
(14) Vector de deslizamiento resuelto: Valor calculado del vector que caracteriza el movimiento a lo largo del plano de falla.
(15) Pitch: El pitch es el ángulo, medido en el plano de falla, entre la horizontal y un objeto geológico (por ejemplo una estría de falla)

Fig. 19. Ejemplo de una berma pantanosa que bordea la parte alta de la falla



Fuente: T. Winter, 1990

El segmento estudiado de la falla se ubica entre 3.600 m y 3.700 m. de altura. Debido a ésta, el modelado de la zona fue probablemente afectado por las variaciones climáticas globales, y puede ser que haya estado situado en la zona periglaciar antes del Holoceno. Durante este período, la intensa erosión superficial que caracteriza el ambiente periglaciar (crioturbación, gelifracción, solifluxión), remodeló probablemente la mayoría de las líneas de cresta así como las pendientes del lugar. Sólo las grandes estructuras (crestas mayores, ríos principales), modeladas antes del último máximo glaciar, tienen que haber sido parcialmente preservadas.

Al poner en correlación los objetos morfológicos desplazados con cambios climáticos mayores conocidos en esta parte de los Andes, resulta posible estimar la velocidad media de los desplazamientos de la falla. Partiendo de esta propuesta, podemos suponer que los desplazamientos de 45.9±6.7 m medidos en forma constante, a lo largo del segmento de falla estudiado, tienen una edad comprendida entre 30.000 BP y 9.000 BP. Las edades consideradas constituyen el intervalo de tiempo más amplio deducido de los trabajos de C.M. Clapperton (1987) en Ecuador y de las correlaciones con Colombia y Perú.

Si suponemos que la velocidad, sobre el segmento de falla estudiado, ha sido constante durante el Holoceno, se puede deducir una velocidad de 4,4±1,4 mm/año. La correlación de los desplazamientos a largo plazo con el último interglaciar sigue siendo especulativa. Las velocidades obtenidas son superiores a las deducidas para el Holoceno. La cinemática holocena del segmento de falla estudiado, es compatible con una componente normal de los movimientos normales sobres las fallas orientadas N70°E en el Golfo de Guayaquil.

Subsisten algunos problemas como la discreción de la actividad sísmica, que podría relacionarse con el juego de la fallas normales en el Golfo de Guayaquil, y la reactivación del conjunto de la sutura Dolores-Guayaquil entre el golfo y la zona estudiada detalladamente. Al norte de la zona estudiada, no fue posible evidenciar una continuidad activa de este accidente en dirección de la zona subandina. La amortiguación de los desplazamiento a largo plazo, al norte del segmento estudiado, podría producirse sobre estructuras compresivas en el borde oeste de la depresión interandina.

4.4.2. Las deformaciones en compresión en el centro del Ecuador

En el centro de los Andes ecuatorianos, las Cordilleras Oriental y Occidental cuyas altitudes son superiores a 3.500 m, bordean la depresión interandina orientada N-S con altitudes que no sobrepasan los 3.000 m. Los registros históricos muestran que desde 1687 esta región ha sufrido numerosos sismos con fuertes intensidades (I>8). La sismicidad instrumental complementa estos datos y presenta mecanismos en el foco en compresión con planos nodales de dirección cercana a N-S para los sismos superficiales del 6 de octubre de 1976 (0.75°S; 78.8°O; prof=33 km; mb=5.7) y los del 22 de septiembre de 1987 (0.89°S; 78.24°O; prof=15 km; mb=6.1 y 0.98°S; 78.24°O; prof=19 km; mb=5.9).

La depresión interandina es continua sobre más de 350 km, con un ancho que varía de 15 a 25 km desde una latitud de 2°30'S hasta Colombia. Su altitud, comprendida entre 2.400 a 3.000 m contrasta con las elevaciones de las dos cordilleras (>4.000 m). Pese a estar erosionadas, las escarpas que le rodean son por lo general elevadas (800 a 1.000 m) y poseen fuertes pendientes. Con una dirección N-S, son bien marcadas en el paisaje y dejan aflorar el material que constituye estas cordilleras.

El substrato de la depresión, de edad mioceno superior, recubre las dos cordilleras 1.000 a 1.500 m más arriba. Como ese material es volcánico (coladas de lavas andesíticas con pequeñas intercalaciones de flujos piroclásticos, brechas volcánicas), no resulta imposible que una parte del desplazamiento observado corresponda al depósito de coladas sobre las escarpas preexistentes. Los bordes de la depresión interandina desaparecen bajo los volcanes pliocenos y cuaternarios. Una parte del relleno interandino podría ser contemporáneo de la actividad de estos volcanes. Por lo tanto, la depresión interandina se formó probablemente entre el Mioceno superior y el Plioceno. La morfología en forma de graben de esta depresión interandina permite suponer que la mitad septentrional de los Andes ecuatorianos se ha visto afectada en el Mioceno superior y en el Plioceno por una tectónica en extensión.

El relleno de esta depresión está deformado por pliegues de eje cercano a N-S durante el Cuaternario. Estos pliegues, que se siguen cartográficamente sobre algunas decenas de kilómetros, perturban la morfología y controlan el drenaje de la depresión interandina (desviaciones, encajonamientos locales), lo que les proporciona una edad reciente, y los vuelve susceptibles de actividad (Fig. 20). Su formación podría estar relacionada con la tectónica en compresión aproximadamente E-O indicada por los mecanismos focales de los sismos de octubre de 1976 y septiembre de 1987. La dirección E-O del acortamiento cuaternario es compatible con la cinemática evidenciada en la falla de Pallatanga.

Más al norte, la ciudad de Quito está construida sobre un rellano ubicado en la falda oriental del volcán activo Pichincha, donde domina la depresión interandina por un abrupto de aproximadamente 400 m de desnivel. Este balcón, considerado durante mucho tiempo como un horst, a sido interpretado por J.P. Soulas (1988) como un escarpe relacionado con una falla inversa con buzamiento oeste. Ninguna de las quebradas que atraviesan este balcón proporcionó cortes geológicos que muestren claramente un plegamiento de los tufs y de las cenizas provenientes del volcán Pichincha. Sin embargo, la morfología del borde oriental del balcón de Quito recuerda la de los pliegues activos de la cuenca de Latacunga-Ambato, lo que estaría a favor de la interpretación de J.P. Soulas.

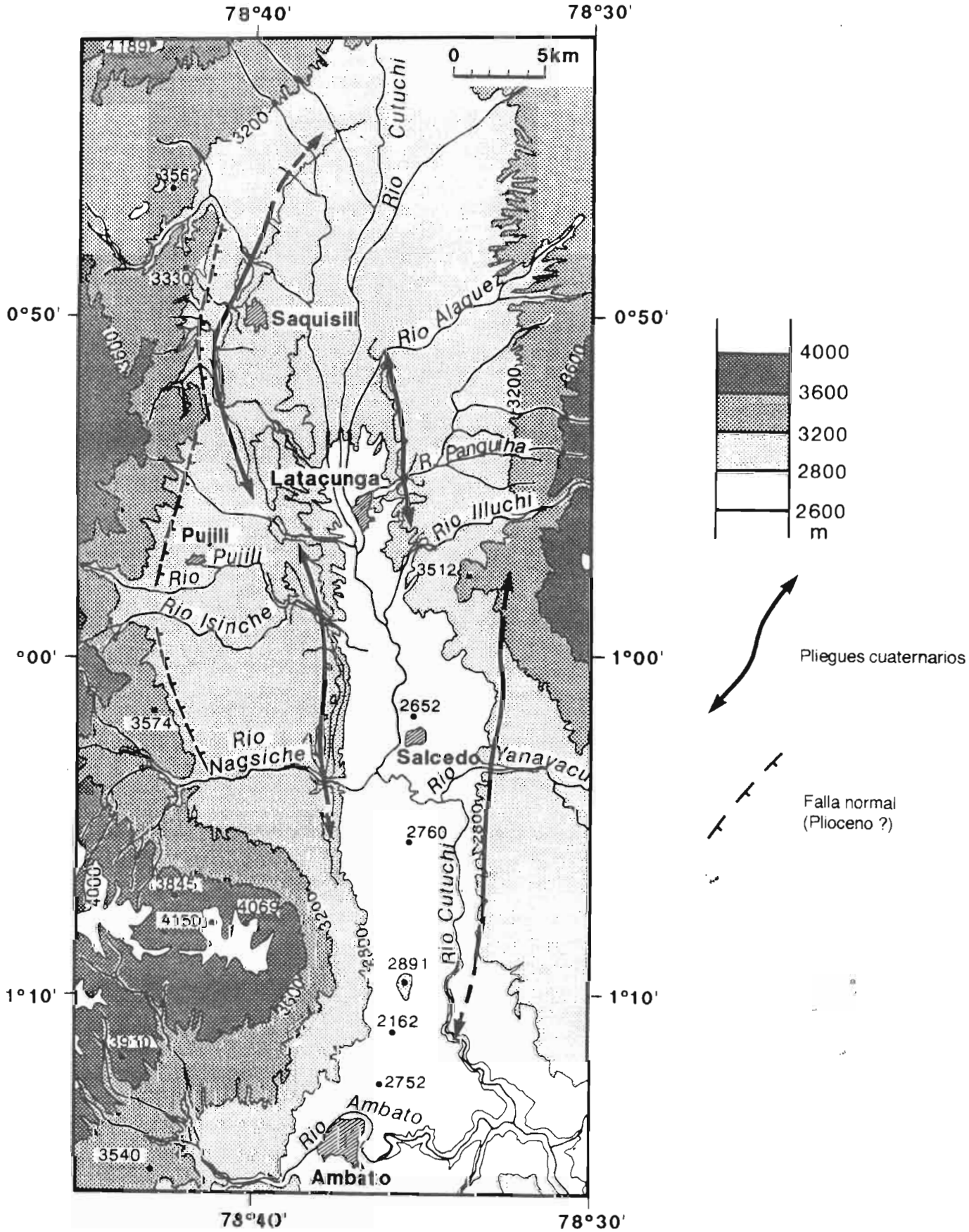
4.4.3. Las deformaciones recientes en los Andes surecuatorianos

Las deformaciones neógenas

Durante el Neógeno, una fuerte sedimentación continental se desarrolló en Ecuador, dentro de la cordillera andina, sobre todo en las cuencas surecuatorianas de Cuenca, Nabón, Loja, Malacatos y Zumba (Fig. 16). En esta parte de la cordillera, no existe depresión interandina continua (Fig. 13). Sin embargo, se pueden distinguir la Cordillera Oriental, constituida por rocas paleozoicas y mesozoicas, y la Cordillera Occidental, representada por un conjunto de rocas de edad cretácica provenientes de un arco volcánico sobreyacente a la corteza continental (M. Lebrat, 1985). Los depósitos detríticos continentales y el material volcánico interestratificado que constituyen el relleno de las cuencas neógenas, reposan sobre un substrato de edad cretácica a oligocena superior (Fig. 17).

Las cuencas están delimitadas por dos familias de fallas cuyas direcciones se acercan a N-S y N30°E. La estratigrafía de la cuenca de Cuenca ha sido establecida por C.R. Bristow (1973) y C. Noblet y al. (1988). Estos últimos, a partir del análisis sedimentológico y del estudio de las deformaciones sinsedimentarias, sugieren la existencia en el Neógeno de un continuum con deformación en compresión. Además proponen la existencia, durante el Mioceno, de una rotación progresiva de 60° en el sentido horario, de la dirección del acortamiento.

Fig. 20. Mapa topográfico de los pliegues en el relleno plio-cuaternario de la depresión interandina de Latacunga-Ambato



Con el propósito de caracterizar los estados de presión sucesivos y contemporáneos del relleno de las cuencas, así como para verificar su coherencia con las deformaciones sinsedimentarias, y probar la hipótesis del continuum tectónico, se realizó un estudio microtectónico (T. Winter, 1990; A. Lavenu y al., en prep.) del relleno de las cuencas de los Andes surecuatorianos, el cual muestra la permanencia de un régimen de compresión durante, por lo menos, el Mioceno. Permitió también evidenciar la sucesión de dos compresiones, una con dirección NE-SO en el Mioceno inferior y otra E-O en el Mioceno medio y superior. Sin embargo, no fue posible considerar la existencia de un continuum tectónico durante el Mioceno, únicamente a partir de los datos microtectónicos.

El hecho de que las deformaciones sinsedimentarias afecten todo el relleno mioceno de las cuencas, y que los estados de presión determinados por la microtectónica sean coherentes con estas deformaciones, así como con la evolución sedimentológica general del relleno de las cuencas surecuatorianas, apoya la sugerencia de C. Noblet y al. (1988) de una tectónica compresiva continua durante el Mioceno, o sea durante por lo menos 15 Ma. Esto se opone a la noción de fases tectónicas cortas (1 a 2 Ma) admitida para los Andes centrales (B. Dalmayrac y al., 1980; F. Megard, 1978; M. Sebrier y al., 1988).

La cronología de estas fases compresivas se establece por lo general a partir de dataciones de discordancias angulares regionales. Este método de determinación de fases tectónicas habría conducido, en el sur del Ecuador, a una primera fase tectónica en el Oligoceno superior (entre 26 y 24.7 Ma), y una segunda en el Mioceno superior (entre 8 y 7.1 Ma).

En los Andes centrales, durante el período que va del Oligoceno superior al Plioceno, se describieron cuatro fases compresivas (referencias principales en M. Sebrier y al., 1988; M. Sebrier & P. Soler, 1989):

- F2: Oligoceno superior, 26-28 Ma, acortamiento NNE-SSO;
- F3: Mioceno inferior, 15-17 Ma, acortamiento NE-SO en el Perú central y E-O en el piedemonte pacífico surperuano;
- F4: Mioceno medio, aproximadamente 10 Ma, acortamiento N-S en el Perú central y E-O en el piedemonte pacífico surperuano;
- F5: Mioceno superior, aproximadamente 7 Ma, acortamiento E-O.

Las direcciones de acortamiento en el Mioceno, encontradas en las cuencas surecuatorianas, son coherentes con las que se evidenciaron en el Perú Central, con excepción de la dirección del acortamiento en el Mioceno medio. Hemos mostrado que la compresión tenía una dirección cercana a NE-SO en el Mioceno inferior, y una dirección aproximadamente E-O en el Mioceno medio y superior. Una rotación antihorario de los Andes surecuatorianos en un campo de presión constante, podría constituir una posible explicación. Sin embargo, según los primeros estudios de

Fig. 21. Vista hacia el sur de la falla de Girón-Santa Isabel

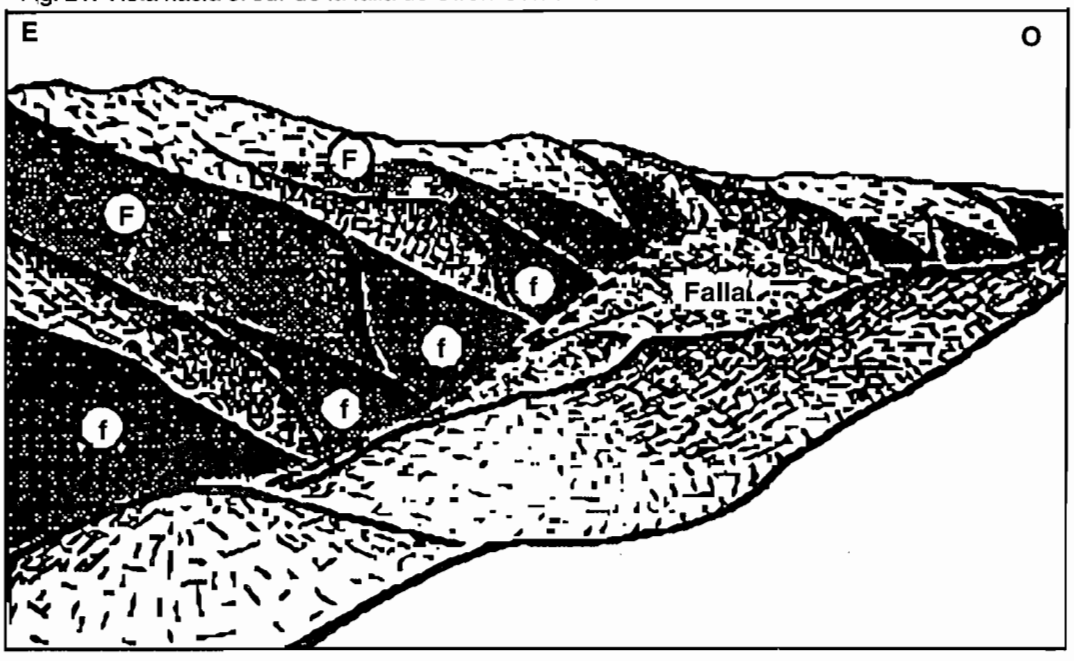


Foto: T. Winter,1990

Fig. 22. Vista hacia el noreste del espejo de falla principal parcialmente exhumado

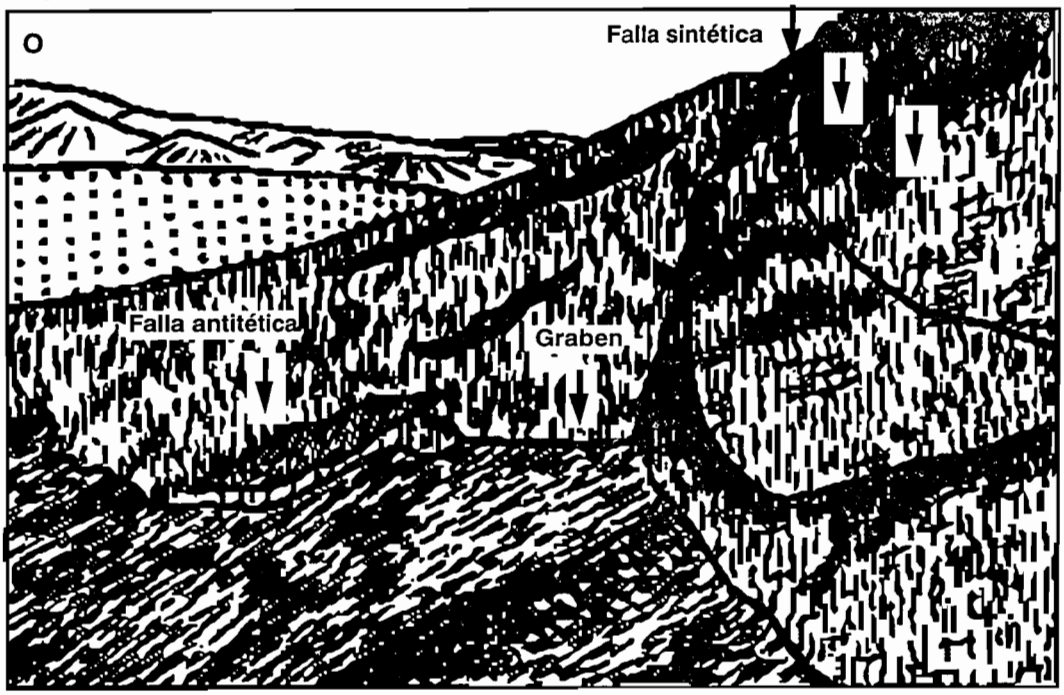


Foto: T. Winter

paleomagnetismo realizados en las rocas que forman el substrato de estás cuencas neógenas, estos terrenos no parecen haber girado.

Como en los Andes centrales (F. Pardo-Casas & P. Molnar, 1987), se constata una buena correlación entre la convergencia rápida Nazca-América del Sur en el Neógeno y el espacio de tiempo durante el cual las cuencas continentales surecuatorianas han sido deformadas en compresión (período Quechua).

Las deformaciones cuaternarias

Los Andes del sur del Ecuador son más anchos y menos elevados que los del norte (Fig. 13). La ausencia de altos edificios volcánicos se debe a una paralización del volcanismo que se habría producido, según F. Barberi y al. (1988), hacia los 5 Ma. La sismicidad intracontinental, en esta parte de los Andes, está concentrada en la zona subandina (Fig. 13 y 14). Los mecanismos focales calculados están en falla inversa y muestran la existencia de una compresión de dirección cercana a E-O, es decir casi paralela a la convergencia de las Placas Nazca-América del Sur. La sismicidad histórica sólo proporciona pocas indicaciones.

Sin embargo, una obra titulada "Breve Historia de los Principales Terremotos de la República del Ecuador", publicada en 1959 por el Ministerio Ecuatoriano de Educación Pública y el Observatorio Astronómico de Quito, reporta que el 28 de febrero de 1913, un sismo particularmente fuerte dañó y destruyó una parte del pueblo de Girón, situado al sur de la cuenca neógena de Cuenca (Fig. 16). Pero no se reporta ningún testimonio de este sismo para la ciudad de Cuenca situada solamente 40 km al norte.

Hemos visto anteriormente que la tectónica neógena de los Andes surecuatorianos ha sido marcada por la formación de cuencas intracontinentales, a lo largo de accidentes orientados N-S y NE-SO. El relleno de estas cuencas en el Mioceno superior-Plioceno se produjo cuando esta parte de los Andes ecuatorianos estaba sometida a una compresión de dirección cercana a E-O.

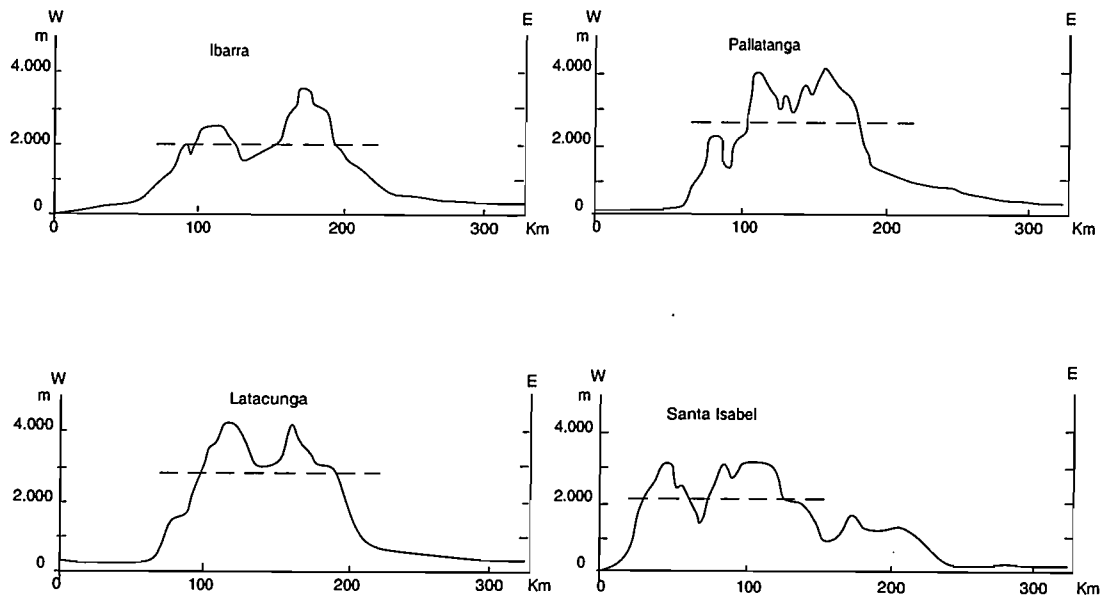
En las imágenes Landsat, se puede ver perfectamente el accidente de dirección NE-SO que bordea al sureste la cuenca de Cuenca. Mientras que la parte septentrional de dicho accidente no parece desplazar la topografía que queda alrededor de los 2.500 m, su parte meridional está recalcada por un frente montañoso que mira hacia el oeste, con un abrupto superior a 15°, un desnivel aproximado de 1.000 m, visible sobre una distancia de casi 50 km (Fig. 21). El frente montañoso empieza algunos kilómetros al norte de Girón. En la ladera opuesta a esta escarpa, la superficie topográfica está ligeramente inclinada hacia el este (<10°). El valle asimétrico de Girón-Santa Isabel así delimitado está drenado por el conjunto de los ríos Girón-Rircay-Jubones.

La falla de Girón-Santa Isabel se ubica en la base del frente montañoso, donde se compone de varios segmentos de falla cuyo largo varía de 5 a 19 km. Estos segmentos, de orientación media N35°E, están separados de 0.5 a 5 km. El frente montañoso está constituido por material volcánico de edad oligocena, y en el valle, los sedimentos continentales miocenos tienen, por lo general, un buzamiento de unos diez grados hacia el este. La morfología del frente montañoso se puede comparar a la de las fallas activas descritas en el Basin and Range o en el Tibet (W.K. Hamblin, 1976; R.E. Wallace, 1977, 1978; R. Armijo y al., 1986); las perturbaciones de la red hidrográfica que lo drena y las deformaciones de los depósitos más recientes muestran que la falla de Girón-Santa Isabel es activa y que los movimientos son esencialmente normales.

El análisis detallado de un segmento de esta falla permitió documentar rupturas de superficies muy recientes. Estas rupturas no se produjeron en un nivel de deslizamiento único, sino sobre una banda de terreno ancha de unos cien metros, situada al pie del plano de falla principal (Fig. 22).

De la última reactivación, se dedujo un vector con deslizamiento elementario(16) de aproximadamente 50 cm. Las diferencias a más largo plazo podrían corresponder a tres o cuatro rupturas sucesivas. El análisis microtectónico, realizado en un solo sitio, muestra una dirección de extensión perpendicular a la falla, diferente de la que se evidenció en el norte de Perú (O. Bellier, 1989) y en general en los Andes centrales (por ejemplo: M. Sebrier y al., 1985, 1988; A. Lavenu, 1986; J. Cabrera, 1989). La baja actividad sísmica superficial de esta región contrasta con la altura del frente montañoso (1.000 m.) y la buena preservación de las huellas de varias rupturas en el segmento de falla de Sulupali Chico. Sugerimos que si las rupturas tenían un origen tectónico, un mecanismo superficial de tipo *creep* (17) podría haber originado también una parte de los movimientos a lo largo del segmento de dicha falla.

Fig. 23. Perfiles topográficos E-O realizados a través de los Andes



Fuente: T. Winter, 1990

(16) Vector de deslizamiento elemental: Se trata del desplazamiento producido a lo largo de una falla activa durante un sismo. Se caracteriza por su orientación sobre el plano de la falla y su amplitud.
(17) Creep o creeping: Deformación permanente de un objeto expuesto a un esfuerzo durante largo tiempo

4.5. DISCUSIÓN

Hemos presentado las fallas activas de los Andes ecuatorianos ubicadas encima de una zona de transición entre, una subducción inclinada de 25° al norte de 2°30'S, y otra inclinada de 10° al sur de 2°30'S.

Al norte de 2°30'S, la sismicidad superficial y las deformaciones activas muestran que las zonas subandina y andina están sometidas a un acortamiento aproximado E-O. Esta compresión origina pliegues N-S en la depresión interandina y movimientos dextrales a lo largo de la falla de Pallatanga.

Al sur, la zona subandina sísmicamente activa es más ancha y también está sometida a una compresión E-O. Por lo contrario, el sur de los Andes ecuatorianos es casi asísmico. Sin embargo, las deformaciones activas que allí se producen corresponden a una extensión E-O a ENE-OSO.

Aquí examinamos los mecanismos que podrían explicar estas deformaciones diferentes y su repartición. El origen de la apertura del Golfo de Guayaquil es controvertido.

4.5.1. Influencia de una alta topografía

Los estudios de la tectónica reciente de las altiplanicies continentales, como el Tibet o los Andes centrales, muestran que las deformaciones en extensión parecen ser típicas de estas altas regiones. Son interpretadas como la consecuencia de una alta topografía y de una raíz cortical ligera. Para el caso de los Andes en general, el campo de fuerzas que inducen las deformaciones resulta de la interacción de fuerzas en los límites, relacionadas con la convergencia de las Placas Nazca y América del Sur y de fuerzas de volumen, relacionadas con la compensación isostática de una alta topografía.

En efecto, como primera aproximación, se puede considerar que la corteza posee una densidad uniforme, que es más espesa debajo de las montañas con profundos basamentos, y que el conjunto flota como si fuera un iceberg. Se admite que el peso de la Cordillera de los Andes lo soporta una raíz cortical que varía de 50 a 70 km. de profundidad.

¿Cómo es que la corteza se hizo más espesa debajo de esta cordillera?

Esta pregunta sigue sin respuesta hasta el día de hoy. Sin embargo, se pueden proponer dos mecanismos, no exclusivos, sin que sea posible precisar su importancia relativa:

- Un espesamiento volcánico provocado por el ascenso del material mantélico que, durante su enfriamiento, formó intrusiones de granitos u otras rocas ígneas.
- Un acortamiento debido a fuerzas horizontales laterales que comprimieron la corteza que, por lo tanto, se volvió más espesa.

La presión hacia arriba ejercida por una raíz profunda soporta el peso de la cordillera. Sin embargo, la presión hacia el este de la Placa Nazca y la otra, hacia el oeste del Escudo Brasileño que comprimen los Andes y que están, por lo menos en parte, al origen de la raíz cortical, desempeñan un papel más directo: impiden que los Andes se caigan ensanchándose o se hundan bajo su propio peso. La presencia de deformaciones extensivas sobre las altiplanicies indican que las fuerzas horizontales, relacionadas con la convergencia de las Placas Nazca y América del Sur, ya no son suficientes para mantener la cohesión del conjunto de la cordillera.

¿Cúales son los mecanismos que inducen el hundimiento de cordilleras como los Andes o el Tibet?

Hemos visto que estas montañas son sostenidas por profundas raíces. Sin embargo, la solidez de las rocas en la corteza disminuye rápidamente con la temperatura y, por consiguiente, con la profundidad. Una corteza es por lo tanto más frágil al ser más espesa. Además, Y. Gaudemer y al. (1988) mostraron claramente que el parámetro que controla la temperatura es el ancho de la cordillera. En efecto, en una cordillera estrecha (<200 km), las temperaturas son significativamente más bajas que en una cordillera cuya ancho sobrepasa los 300 km. De eso resulta que las raíces de los Andes y del Tibet se comportan como fluidos deformables y poco resistentes con una tendencia a caerse si no son sostenidas lateralmente por fuerzas horizontales.

En los Andes centrales, una extensión de dirección N-S reactiva actualmente en falla normal algunas zonas con una debilidad cortical preexistente (M. Sebrier y al., 1985; A. Lavenu, 1986; O. Bellier, 1989; J. Cabrera, 1989). Esta dirección de extensión indica que aun cuando las fuerzas horizontales E-O relacionadas con la convergencia ya no

son suficientes para mantener la cohesión del conjunto de la cordillera, siguen siendo suficientemente importantes para inducir un "fluage" con dirección N-S.

En los Andes ecuatorianos, una extensión de dirección E-O reactiva actualmente la falla de Girón-Santa Isabel.

Se realizaron perfiles topográficos E-O a través de los Andes ecuatorianos a base del mapa topográfico a escala 1:500.000 (IGM) y pasando por las ciudades de Latacunga, Pallatanga, Santa Isabel (Fig. 23). La altitud media de estos perfiles fue determinada desplazando, con un paso de 10 km., una ventana de 50 km. de largo a lo largo del segmento de los perfiles ubicados encima de la mayor ruptura de pendiente entre los Andes, la llanura costanera al oeste y la zona subandina al este. A cada paso, la altitud fue calculada realizando el promedio aritmético de los 6 valores contenidos en la ventana. Luego se consideró el valor medio de estas altitudes. Las altitudes medias de la Cordillera de los Andes en las latitudes de Latacunga, Pallatanga y Santa Isabel son respectivamente de 2.800 m, 2.600 m y 2.100 m (Fig. 23).

Mientras el modelo propuesto anteriormente prevé más bien deformaciones por compresión en las zonas con altitudes moderadas y deformaciones por extensión en las zonas altas, en Ecuador se observa lo contrario:
- Cuando la cordillera ecuatoriana posee una altitud media, comprendida entre 2.600 m. y 2.800 m., las deformaciones activas y recientes son compresivas (segmento septentrional de la falla de Pallatanga y pliegues monoclinales de la depresión interandina).
- Cuando posee una altitud media de 2.100 m., las deformaciones son extensivas (falla de Girón-Santa Isabel).

Además, la altitud media de los Andes ecuatorianos es más baja que la del Perú central (aproximadamente 4.000 m. según M. Sebrier y al., 1988) en donde se describieron deformaciones en extensión (M. Sebrier y al., 1985, 1988; O. Bellier, 1989; J. Cabrera, 1989). Consecuentemente, se esperan deformaciones compresivas en los Andes ecuatorianos. Porque estas deformaciones están presentes en el centro de la cordillera, las deformaciones en extensión observadas en los Andes surecuatorianos, a lo largo de la falla de Girón-Santa Isabel, siguen siendo problemáticas en el marco de un origen relacionado con las fuerzas de volumen.

4.5.2. Influencia de la subducción

La diferencia entre las deformaciones que afectan el sur y el centro de los Andes ecuatorianos podrían provenir:
- de variaciones laterales de la geometría de la subducción;
- de variaciones laterales de la velocidad de convergencia;
- de variaciones laterales de la edad del "slab"(18) (P. Molnar y T. Atwater, 1978);
- de diferencias laterales de composición de la litósfera continental y/o de la subducción de una dorsal asísmica (R.H. Pilger, 1981).

La influencia de la subducción de un pliegue asísmico es actualmente cuestionada ya que estudios llevados a cabo en la fosa del Japón (S. Lallemand y al., 1989) y en el margen peruano, que hace frente a la Dorsal de Nazca (J. Machare, 1987; M. Sebrier y al., 1988), han mostrado que la subducción de relieves sólo inducía modificaciones locales y menores del estado de fuerzas en la placa situada encima de la subducción. Resulta poco probable que las variaciones en las velocidades de convergencia sean lo suficientemente grandes para explicar la diferencia entre las deformaciones del sur y del norte de los Andes ecuatorianos.

Influencia del buzamiento de la subducción

Está generalmente admitido (E. Jarrard, 1986) que se produce un acoplamiento mecánico más fuerte entre las placas, en las subducciones que poseen un plano de Bénioff poco inclinado. Por lo tanto, cuando la subducción tiene poca pendiente, se deben producir deformaciones más compresivas en la litósfera continental subyacente. M. Sebrier y al. (1985, 1988) moderan esta proposición y sugieren que el ángulo de la subducción influye sobre la extensión de los dominios afectados por deformaciones en compresión o extensión, relacionadas con los efectos de la topografía.

En Ecuador, la repartición de la sismicidad intermedia y profunda permitió evidenciar una variación lateral de la geometría de la subducción (Fig. 14). Al sur de la latitud 2°30'S, el ángulo de hundimiento de la subducción es de unos 10°, mientras que al norte de 2°30'S, éste ángulo está comprendido entre 25° y 35°. Por lo tanto, las

(18) Slab: Otro nombre del Plano de Benioff

deformaciones compresivas deberían ser más pronunciadas en el sur del Ecuador que en el norte; sin embargo, se observa lo contrario. El buzamiento de la subducción no parece ser la causa principal de las deformaciones diferentes al norte y al sur de 2°30'S.

Influencia de las variaciones laterales de la edad del "slab" en la subducción

Hemos mostrado anteriormente que luego de la reorganización de la Placa Farallón en Placas Cocos y Nazca, hace aproximadamente 26-25 Ma, una muy joven litósfera oceánica (<20 Ma), subducta actualmente bajo el norte del Ecuador y Colombia. El límite meridional de esta joven litósfera, formada en el Rift Cocos- Nazca, es el escarpe de Grijalva que penetra oblicuamente en la subducción al oeste del Golfo de Guayaquil (Fig. 11).

P.J. Goosens y al. (1977), T. Feininger & M.K. Seguin (1983) y M. Lebrat (1985) han mostrado que la costa ecuatoriana ubicada al norte del Golfo de Guayaquil está constituida por un piso oceánico del Cretácico inferior. Por lo tanto, al centro y al norte del Ecuador, una litósfera oceánica joven y ligera (P. Molnar & T. Atwater, 1978) que comprende la Dorsal Carnegie, subduce actualmente bajo un antiguo piso oceánico acretado a América del Sur en el Cretácico superior.

Por lo contrario, al sur del Ecuador, una litósfera oceánica más antigua subducta bajo un material de orígen continental. Tomando en cuenta estas diferencias, la subducción podría ser más difícil al norte del Ecuador que al sur. En esta hipótesis, las deformaciones en el centro y norte de la cordillera ecuatoriana deberían ser más compresivas que en el sur, lo que en realidad se observa.

Sin embargo, tomando en cuenta la edad y por lo tanto, la flotabilidad de las litósferas oceánicas de cada lado de la escarpa de Grijalva, podríamos esperar que la más joven subduce con un ángulo de hundimiento más pequeño; no obstante, se observa lo contrario.

La apertura del Golfo de Guayaquil

El mecanismo de apertura del Golfo de Guayaquil a lo largo de una falla dextral (B.T. Malfait & M.G. Dinkelman, 1972; P.J. Goosens & W.I. Rose, 1973; B. Faucher & E. Savoyat, 1973; C.J. Campbell, 1974; R. Moberly y al., 1982; S. Benítez, 1986) no es fácil de explicar.

¿La subsidencia es puramente tectónica o existe un efecto térmico?
¿Cuál es la cantidad de extensión necesaria a la apertura del golfo?
¿Cuál es el orden de tamaño de los desplazamientos horizontales correspondientes?
¿Cuál puede ser el motor de esta apertura?

La velocidad de la subsidencia en el Golfo de Guayaquil puede ser estimada a partir de la tasa de sedimentación. Es de aproximadamente 1 mm/año desde el Mioceno. Esta velocidad tiene un orden de valor superior a las velocidades reconocidas para una subsidencia térmica (D.L. Turcotte & G. Schubert, 1982). A priori, y debido a la falta de estudios sobre el flujo del calor sobre la costa ecuatoriana se puede pensar que el origen de la subsidencia en el Golfo de Guayaquil es más tectónico que térmico.

La cantidad de extensión necesaria a su apertura desde el Mioceno puede ser estimada, a groso modo, considerando un espesor de sedimentos acumulados comprendido entre 5.000 m y 10.000 m. y fallas de reborde normales con buzamientos de 45°; está comprendida entre 10 y 20 km.

La velocidad media de apertura es del orden de 0,5 a 1 mm/año. Considerando que esta apertura cercana de N-S está relacionada con movimientos dextrales sobre la falla de Pallatanga (parte meridional de la falla Dolores-Guayaquil) desde el Mioceno, los desplazamientos horizontales dextrales a lo largo de esta falla en la Cordillera Occidental deben ser del orden de 15 a 30 km. Anotemos que la velocidad con la cuál se producen estos desplazamientos horizontales es de uno a dos veces inferior a las velocidades generalmente observadas en los límites de placas.

La oblicuidad de la convergencia Nazca-América del Sur (N80°E) en relación con la dirección del margen ecuatoriano podría originar desplazamientos dextrales en este margen y la apertura del golfo. En efecto, el vector de convergencia(19) puede ser descompuesto en dos componentes: normal y tangencial a la dirección de la fosa (E. Jarrard, 1986). Estos componentes serían tomados en cuenta respectivamente por la subducción y por descolgamientos en la placa suramericana. La dirección de la fosa en Ecuador es más cercana a N-S que a N40°S como lo

sugiere M.C. Daly (1989). La dirección de la convergencia Nazca-América del Sur (N80°E) es, por su parte, casi perpendicular a la fosa ecuatoriana y parece haber variado poco desde el Mioceno. La oblicuidad de 10 a 15° de la convergencia en relación con la dirección del margen ecuatoriano desde el Mioceno parece haber sido suficiente para provocar la apertura del Golfo de Guayaquil.

Las razones por las cuales no existen otros golfos de este tipo a lo largo del margen suramericano deben ser buscadas más bien en la estructuración de las zonas costanera y andina que en las características de la subducción de la Placa Nazca, que puede ser muy oblicua en relación con el margen suramericano.

La preexistencia del "Dolores-Guayaquil Megashear" siguiendo una dirección NE-SO en el centro del Ecuador permitió la expresión de la componente tangencial a la dirección de la fosa de la convergencia Nazca-América del Sur y, por lo tanto favoreció la apertura del Golfo de Guayaquil. Esta apertura que empezó en el Mioceno es sincrónica de una aceleración de la convergencia (R.H. Pilger, 1983, 1984; F. Pardo-Casas & P. Molnar, 1987; M.C. Daly, 1989).

5. CONCLUSION

El análisis de las deformaciones activas y de la sismicidad superficial muestra que los Andes ecuatorianos están sometidos a una compresión activa E-O en la zona subandina y en la cordillera al norte de 2°30'S.

Al sur de 2°30'S, la cordillera ecuatoriana es casi asísmica pero está sometida a una extensión activa E-O a ENE-OSO.

Hemos sugerido que el origen de la subsidencia en el Golfo de Guayaquil fue más bien tectónico que térmico. La apertura del golfo está relacionada con movimientos dextrales a lo largo del "Dolores-Guayaquil Megashear". Este accidente es probablemente activo desde el Golfo de Guayaquil hasta la depresión interandina, aunque no existe continuidad activa evidente al norte del segmento de falla estudiado, en dirección de la zona subandina. La cantidad de desplazamiento dextral a lo largo de la falla de Pallatanga (o parte meridional del "Dolores-Guayaquil Megashear") necesaria a la apertura del Golfo de Guayaquil desde el Mioceno, pudo ser estimada entre 15 y 30 km. Estos desplazamientos son modestos y pueden haber sido amortiguados en estructuras compresivas en la depresión interandina. Además, la velocidad con la cual se producen estos desplazamientos horizontales desde el Mioceno (del orden de 1 mm/año), o durante el Holoceno (aproximadamente 4 mm/año), es una a dos veces inferior a las velocidades generalmente observadas en los límites de placas.

Las deformaciones activas en Ecuador parecen más bien una respuesta mecánica de una corteza prefracturada a las fuerzas impuestas por la subducción rápida de la Placa Nazca bajo América del Sur, que la expresión del paso de una frontera de placas. Esta subducción está caracterizada al norte de 2°30'S por una joven corteza oceánica que se hunde con un ángulo de aproximadamente 25° y al sur de 2°30'S, por una corteza oceánica más antigua que se hunde con un ángulo de aproximado 15°.

Varios mecanismos originan probablemente deformaciones activas en Ecuador. Sin embargo, el estilo y la repartición de estas deformaciones parecen depender tanto de la oblicuidad de la convergencia como de la variación lateral de la edad del "slab" en la subducción.

*
* *

El presente texto ha sido elaborado a basede la información disponible hasta el año 1989. Desde entonces, nuevas investigaciones han aportado informaciones adicionales que implican variaciones en las interpretaciones estratigráficas (Cretácico y Paleógeno) y en la geodinámica de los Andes ecuatorianos.

(19) Dirección e intensidad del movimiento entre la Placa Oceánica de Nazca y la Placa Continental América del Sur

Capítulo 3

LAS GRANDES REGIONES CLIMATICAS Y SUS FORMACIONES VEGETALES NATURALES

Charles Huttel
ORSTOM

1. RASGOS GENERALES DEL CLIMA Y VEGETACIÓN

Como la repartición de las grandes formaciones vegetales está principalmente determinada por las características del clima y, en ausencia de trabajos de síntesis sobre las coberturas vegetales naturales del Ecuador, nos proponemos delimitar estas formaciones con la ayuda de algunos parámetros climáticos para dar luego una breve descripción de ellas.

1.1. LAS CONDICONES CLIMÁTICAS DEL ECUADOR

1.1.1. Generalidades

La información climática disponible en el Ecuador se presenta bajo diferentes formas, datos en bruto de las diferentes estaciones de la red nacional manejada por el INAMHI, informes de análisis regionales (ORSTOM-PRONAREG A, B, C, D), estudios sintéticos (Naranjo 1981, Pourrut 1983, Nouvelot 1984) y mapas (ORSTOM-PRONAREG E). Las características generales de los climas del Ecuador son las publicadas por Pourrut (1983).

El Ecuador está ubicado en el cinturón de bajas presiones ecuatoriales, en la zona de oscilación del FIT (frente intertropical llamado también zona de convergencia intertropical) que hace alternar, sobre la mayor parte del país, masas de aire continental seco y relativamente fresco desde mayo-junio hasta septiembre-octubre, con masas de aire oceánico húmedo y caliente el resto del año. La progresión del FIT, zona de inestabilidad generadora de precipitaciones, y sus efectos en las condiciones climáticas, no son idénticas en todo el país y afectan en diversas formas a las tres grandes regiones.

En la región costanera, la zona de convergencia intertropical permanece en forma más o menos duradera según la latitud y provoca una sola estación lluviosa cuyo máximo está ubicado en marzo. Además, el clima de esta región se ve fuertemente influido por las oscilaciones latitudinales de dos importantes corrientes marinas antagónicas, asociadas a masas de aire oceánico y que acompañan al desplazamiento del FIT de ambos lados de la línea ecuatorial. Una masa de aire caliente y húmedo acompaña a la corriente caliente del Niño que viene del Norte (Golfo de Panamá) y que alcanza las costas del Ecuador de diciembre a mayo. La presencia de estas aguas calientes se traduce en precipitaciones cuya importancia, en un año dado, va disminuyendo hacia el Sur. La corriente marina antagónica es la corriente fría de Humboldt, proveniente del Sur, asociada a masas de aire fresco y seco y que baña las costas del Ecuador durante el resto del año. Su presencia corresponde a una estación seca, relativamente fresca, claramente más marcada en el Sur del país. Algunas irregularidades del movimiento de estas dos corrientes, probablemente causadas por perturbaciones del régimen de los vientos, provocan precipitaciones anómalas, bajas cuando la corriente de Humboldt se mantiene e impide a la corriente del Niño alcanzar las costas del Ecuador (año 1974), elevadas cuando esta última llega a mantenerse en forma duradera y a avanzar considerablemente hacia el Sur (año 1982-1983,

fenómeno de El Niño). Por su posición sobre la línea ecuatorial y casi 1.000 km del continente, la región insular (Archipiélago de Galápagos) posee un régimen climático fuertemente influido por los movimientos de estas corrientes marinas.

En la región montañosa, el FIT sigue el movimiento aparente del sol, cruza dos veces al año la línea ecuatorial y provoca al pasar cada vez un período de lluvias, es decir, durante el año, dos estaciones húmedas separadas por dos estaciones secas. La primera estación lluviosa (marzo-junio) corresponde al ascenso del FIT hacia el Norte y la segunda (octubre-diciembre) al movimiento del FIT hacia el Sur, en donde alcanza aproximadamente la latitud 5°S; durante estos movimientos, las masas de aire oceánico y húmedo predominan mientras que durante las estaciones secas, prevalecen masas de aire continental, seco, relativamente fresco, provenientes del Sur-Este.

En la región amazónica, la imponente masa de aire caliente y húmedo prácticamente no se ve perturbada por el paso del FIT, y se observa un régimen de las precipitaciones uniforme durante todo el año, con un máximo poco marcado en junio-julio.

La clasificación propuesta por Pourrut (1983) está basada en tres parámetros indicados a continuación.

- El régimen anual de las precipitaciones que, en el Ecuador, presenta tres modos que definen el tipo de clima:
  ° uniforme, es decir sin estación lluviosa o seca marcada
  ° con una estación lluviosa (y una estación seca), característica de los climas tropicales
  ° con dos estaciones lluviosas (y dos estaciones secas) propias de los climas ecuatoriales.

- Los valores de las precipitaciones anuales que, según un agrupamiento en 4 clases, determinan el grado de humedad de los climas:
  ° precipitaciones anuales inferiores a 500 mm que corresponden a climas llamados áridos
  ° precipitaciones comprendidas entre 500 y 1.000 mm que definen los climas secos
  ° precipitaciones de 1.000 a 2.000 mm propias de los climas húmedos
  ° y precipitaciones superiores a 2.000 mm en los climas muy húmedos.

- Rangos de temperaturas medias anuales que delimitan el componente térmico de los diferentes climas:
  ° climas megatérmicos con temperaturas superiores a 22°
  ° climas mesotérmicos con temperaturas comprendidas entre 12 y 22°
  ° climas fríos (o microtérmicos) con temperaturas inferiores a 12°.

La totalidad del país puede entonces ser dividido, según el mismo autor, en nueve zonas de influencias climáticas; en la región costanera encontramos, según Pourrut (1983):
- clima tropical megatérmico árido,
- clima tropical megatérmico seco,
- clima tropical megatérmico húmedo;

la región andina comprende :
- clima ecuatorial mesotérmico húmedo,
- clima ecuatorial mesotérmico seco,
- clima ecuatorial frío,
- clima tropical megatérmico muy húmedo;

la región amazónica está cubierta por:
- clima uniforme megatérmico muy húmedo;

y la región insular se encuentra bajo un:
- clima ecuatorial insular (por la existencia de una sola estación húmeda en el año, hubiera sido preferible llamarlo "tropical").

1.1.2. Las bases de la división climatológica propuesta

Origen

La comparación del mapa elaborado por Pourrut (1983) con observaciones de vegetación, evidenció la necesidad

de una división distinta; para poder dar cuenta de la repartición de los tipos de vegetación natural, es necesario una más fina de las zonas de humedad y de los pisos térmicos y, además, podemos, en un primer análisis, dejar de lado el parámetro "régimen de las precipitaciones". La nueva zonificación climática del país proviene de los trabajos realizados por ORSTOM-PRONAREG para la cartografía, al nivel nacional, de la utilización de las tierras, de los suelos y de sus aptitudes agrícolas; estos trabajos de cartografía utilizaron, por primera vez para todo el Ecuador, una amplia gama de informaciones, imágenes satélite, fotografías aéreas, estadísticas y verificaciones de campo. Los mapas de las aptitudes agrícolas (o uso potencial) de los suelos (ORSTOM-PRONAREG F) representan el nivel de síntesis de estos trabajos y se utilizó la información contenida en dichos documentos.

Los pisos térmicos

La distinción, en el campo, de los pisos térmicos no es sencilla; si bien resulta fácil discernir el límite superior de los poblamientos arborescentes, no es posible fijar, únicamente con la interpretación de las fotografías aéreas y sin levantamientos detallados escalonados en transectos, límites para tipos de bosques de composiciones florísticas diferentes. Además, parece que no existe un límite definido, ya que los cambios florísticos se realizan en forma muy gradual.

A partir de los datos climáticos, se calculó una relación altitud-temperatura promedio anual (ORSTOM-

Fig. 1. Diagrama adaptado según MacDougall. Las líneas en gris delimitan las zonas llamadas por Mac Dougall, de arriba hacia abajo: muy húmeda, húmeda, semi-húmeda, semi-árida y árida. Las líneas negras tienden a delimitar las zonas definidas en este trabajo

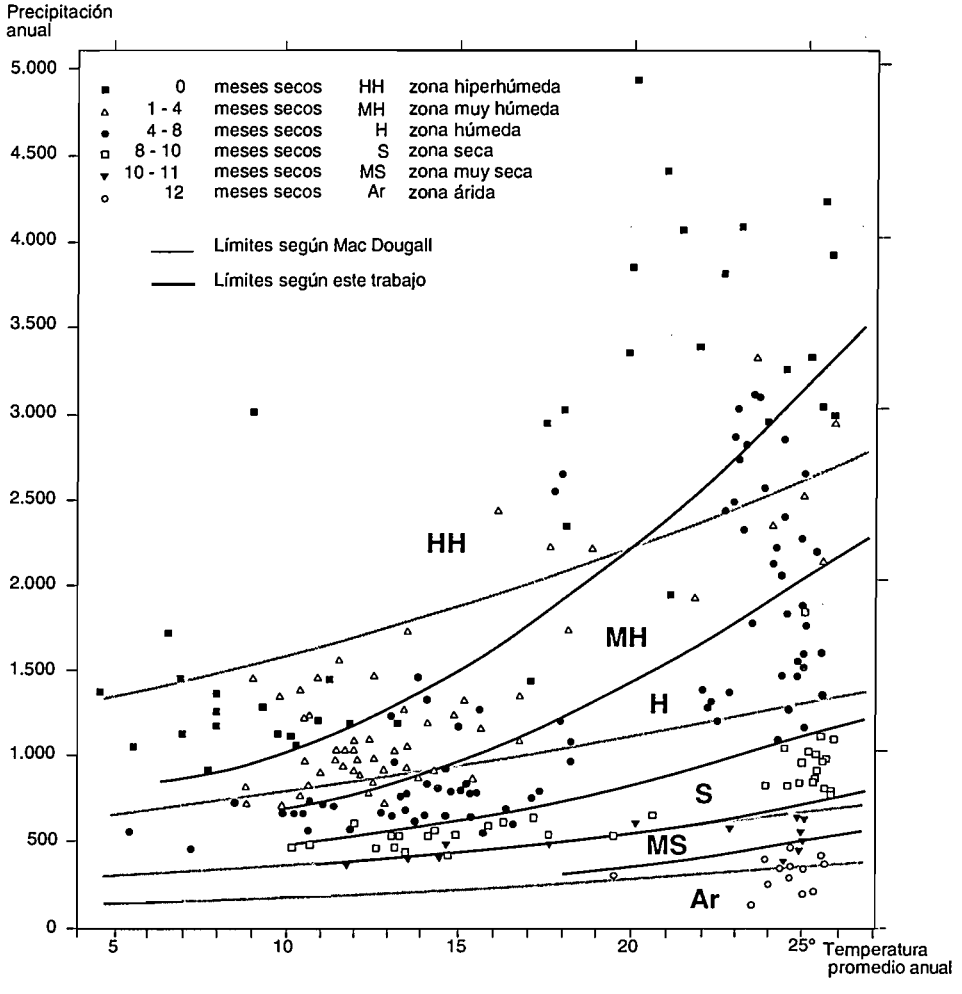


Fig. 1. Diagrama adaptado según Mac Dougall. Las líneas en gris delimitan las zonas llamadas por Mac Dougall, de arriba hacia abajo: muy húmeda, húmeda, semi-húmeda, semi-árida y árida. Las líneas negras tienden a delimitar las zonas definidas en este trabajo.

PRONAREG A, B, C,D) que permite paliar la baja densidad de las estaciones climáticas en las vertientes de los Andes. Para la definición de los pisos térmicos, se tomó la de los edafólogos, basada en la clasificación americana de los suelos; ésta tiene la ventaja de poder utilizar las numerosas medidas de temperatura del suelo tomadas durante los trabajos de cartografía edafológica (ORSTOM-PRONAREG H). Los pisos térmicos o altitudinales escogidos fueron llamados : piso de baja altitud (0-1.600/1.800 m de altitud); piso de altitud intermedia (1.600/1.800 m - 2.800/3.200 m); piso alto (2.800/3.200 m-3.600 m) y piso muy alto (por encima de 3.600 m) que corresponden a los siguientes intervalos de temperatura promedio anual del aire : por encima de 20°/22°; 13-20°/22°; 10°-13° e inferior a 10° respectivamente. Se intentó dar nombres descriptivos a estos pisos y no se debe atribuir demasiada importancia a estas denominaciones. Se podrá notar que esta división incluye un piso térmico más que la de Pourrut (1983).

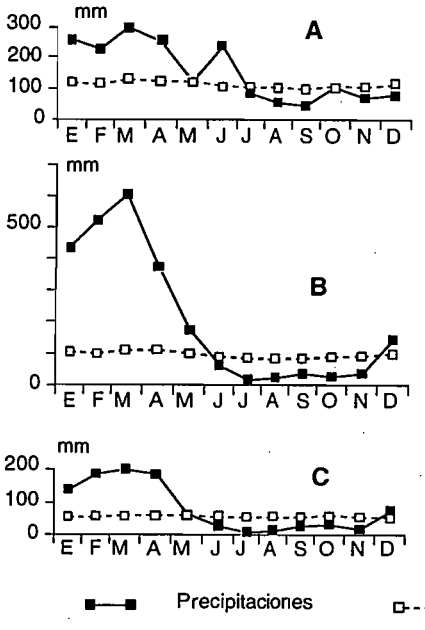
Las zonas de humedad

La originalidad de la división en zonas de humedad reside en la forma en la cual se obtuvo. Para reconocerlas y cartografiarlas, no se tomaron los datos climáticos para escoger en ellos valores límites arbitrarios que separarían así zonas pre-establecidas.

Para la realización de los mapas de las formaciones vegetales y de utilización actual de los suelos (ORSTOM-PRONAREG G) hubo que identificar a grosso modo y luego delimitar las principales vegetaciones zonales relacionadas con la humedad lo que fue muchas veces corroborado por cambios en las modalidades de utilización de las tierras. En las unidades así obtenidas, los datos de las estaciones climáticas existentes fueron analizados y, luego de constatar la homogeneidad de los valores al interior de las unidades, se pudo definir los valores límite de las diferentes zonas. Los clásicos datos pluviométricos no pudieron ser utilizados para un estudio sobre todo el país, tanto por la presencia de varios ritmos estacionales de las precipitaciones, como por las diferencias de los efectos biológicos de una misma cantidad de lluvia en las diferentes altitudes (o temperaturas promedio).

El factor hídrico que mejor se prestó a esta síntesis a nivel nacional es el número de meses secos, definidos como los meses durante los cuales la evapotranspiración potencial (ETP) es superior a las precipitaciones. La ETP ha sido estimada según el método de Holdridge y, cuando esto fue posible, según el método de Thornthwaite. Se conoce que

Fig. 2. Precipitaciones (Promedio de 10 años y evapotranspiración potencial en tres sitios de la región litoral).
El número de meses secos es igual, pero las precipitaciones son diferentes.



Muisne: estación a orillas del mar, precipitación anual 1.832 mm

Caluma: estación del piedemonte, precipitación anual 2.466 mm

Chillanes: estación de altitud, precipitación anual 940 mm

estos métodos sub-estiman los resultados en zona de montaña; sin embargo, los conservamos por razones prácticas y porque el valor que intentamos estimar no es el déficit hídrico sino el número de meses secos y, como se verá más adelante, el error que puede cometerse es mínimo. La elección de las clases fue realizada tomando en cuenta los límites de los grandes tipos de vegetación zonal mencionados anteriormente; los nombres atribuidos a estas clases son arbitrarios y sólo pretenden ser descriptivos; fueron llamadas árida, muy seca, seca, húmeda, muy húmeda e hiper-húmeda para duraciones de estación seca de 12, 10-11, 8-10, 4-8, 1-4 y 0 meses respectivamente. La representación de todas las estaciones climatológicas en un diagrama de Mac Dougall (1925 y Fig. 1) muestra, pese a cierta adaptación al esquema, una clara dispersión de los puntos fuera de los límites previstos y ello se debe sobre todo a excedentes variables de lluvia durante las estaciones húmedas. Los gráficos de la fig. 2 representan las precipitaciones y la ETP estimadas en tres estaciones en donde el número de meses secos y el régimen de precipitaciones son los mismos, pero en donde las precipitaciones anuales van del simple al doble, produciendo, en el caso de Caluma, importantes excedentes de agua durante la estación húmeda.

La relación entre las zonas de humedad y los grandes tipos de formaciones vegetales del piso de baja altitud es la siguiente:

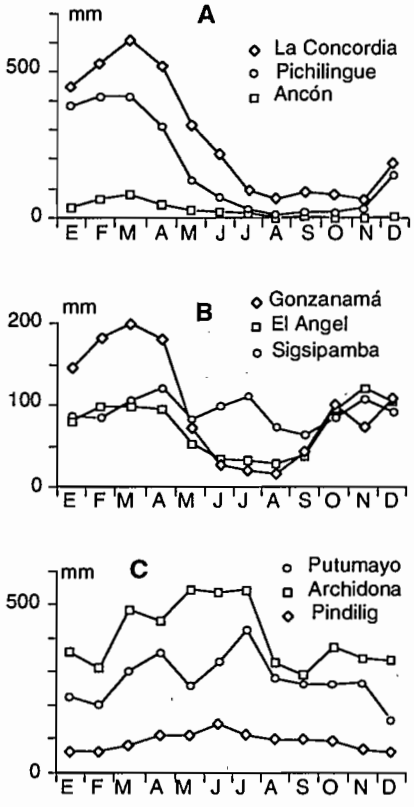
- zonas húmeda, muy húmeda e hiper-húmeda - bosque denso siempreverde, bosque de neblina en las pendientes expuestas a los vientos húmedos
- zona seca-bosque denso semi-deciduo
- zona muy seca-bosque denso deciduo
- zona árida-bosques claros, matorrales y sabanas.

Los regímenes anuales de precipitación

Pese a que este factor no ha sido tomado en cuenta en esta clasificación climática, elaborada únicamente con el fin de mostrar la distribución de las grandes formaciones vegetales, puede tener cierta influencia en las posibilidades de error al estimar el número de meses secos y en la repartición de algunos tipos de vegetación del piso de baja montaña.

La región costanera posee un régimen de precipitaciones con una sóla estación lluviosa (y una sóla estación seca,

Fig. 3. Regímenes pluviométricos de las regiones ecuatorianas



Región litoral con un máximo de lluvias en la primera parte del año
La Concordia, estación seca poco marcada
Pichilingue, estaciones seca y húmeda marcadas
Ancón, estación lluviosa poco marcada

Región montañosa con dos máximos de lluvias
Gonzanamá, típico del Sur de la Sierra, con el primer máximo más importante
El Angel, típico del Norte de la Sierra con el segundo máximo más importante
Sigsipamba, influencias amazónicas que provoca un tercer máximo en la mitad del año

Region amazónica con un máximo en la mitad del año
Putumayo, estación de llanura
Archidona, estación del piedemonte
Pindilig, estación de altitud

Elaboración: C. Huttel

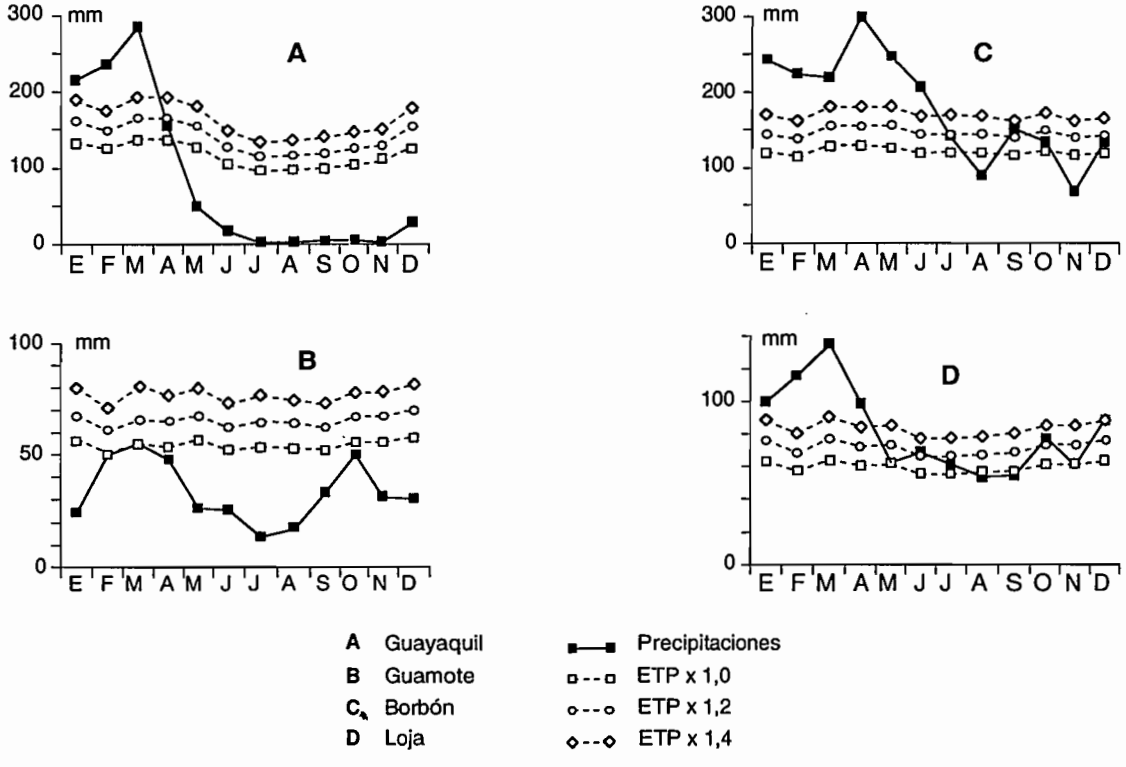
Fig. 3a) mientras que, en la región andina, el ritmo de las precipitaciones tiene dos máximos (y dos mínimos, Fig. 3b). En la región costanera, los meses secos son, por lo tanto, consecutivos mientras que en los Andes pueden estar repartidos en dos estaciones secas. Nuestra clasificación y los mapas 2 y 3 no toman en cuenta esta diferencia a pesar de que una única estación seca tendría consecuencias biológicas diferentes que un mismo número de meses secos repartidos sobre dos períodos. En efecto, este impacto biológico no puede sino ser reducido ya que, en los Andes, la pequeña estación seca de final y principio de año es, a menudo, muy discreta y se puede admitir que los bajos déficits están compensados por las reservas de agua del suelo, en cuyo caso esta estación no es tomada en cuenta para el número de meses secos. La transición entre régimen con una o dos estaciones lluviosas se realiza en las crestas de la cordillera occidental, en zonas muy húmedas, en donde los escasos meses secos están agrupados en una sola estación seca. En la región amazónica, las precipitaciones están repartidas en todo el año con un reducido máximo relativo en mitad de año (Fig. 3c); salvo en una estación ubicada en la parte sur de esta región (Zumba), no se observa ningún mes seco.

Para evaluar las posibilidades de error en la estimación de la ETP, teóricamente sub-estimada, se compararon las precipitaciones mensuales con esta estimación aumentada en 20 y 40% (Fig. 4). Si existe un fuerte contraste de las precipitaciones entre meses lluviosos y secos, el número de meses secos cambia poco al variar la estimación de la ETP de 1 a 1,4 (Fig. 4a); en otros casos, se observan resultados aberrantes refutados por las observaciones de campo (Fig. 4b). Cuando las precipitaciones son menos contrastadas durante el año, un aumento de la estimación de la ETP puede cambiar radicalmente el número de meses secos (Fig. 4c, 4d); una vez más, es la observación de la vegetación en el campo y la comparación con otras zonas de iguales características, las que permiten corregir cifras erróneas de duración de la estación seca. Finalmente, debemos anotar que, si bien errores de estimación de la ETP pueden tener una mínima influencia en la evaluación de los números de meses secos, inciden considerablemente en el cálculo del déficit hídrico anual, parámetro que no nos interesa sino como indicación.

Otros factores climáticos

Se trata aquí de completar la descripción de las condiciones climáticas generales del país mediante el análisis de algunos factores no tomados en cuenta en la presente clasificación.

Fig. 4. Variación del número de meses secos en función de la evaluación de la evapotranspiración potencial (ETP multiplicado por 1; 1,2 y 1,4).



Elaboración: C. Huttel

Nubosidad

Además de los dos factores primordiales, humedad y temperatura, se tomó en cuenta un factor importante para el desarrollo agrícola, el déficit de insolación provocado por neblinas, garúa estacional en la región costanera o nubes en las vertientes externas de los Andes. Esta deficiencia se acompaña de un exceso de humedad que también repercute en la vegetación natural; las precipitaciones ocultas aportadas por la garúa equivalen a una prolongación de la estación húmeda y favorecen el mantenimiento de especies mesófilas (plantas con moderadas necesidades de agua), en zonas en donde la repartición intra-anual de las precipitaciones no lo permitiría. En las vertientes de los Andes, la humedad atmosférica mantenida por las nubes pegadas a las faldas de las montañas, favorece la proliferación de las plantas epífitas y epífilas. Aunque se reconozcan varios niveles de acumulación de las capas nubosas en las faldas externas de los Andes, representamos, entre otras cosas por razonas de escala, la totalidad de la vertiente por encima de 800/900 m de altitud con masas nubosas muy frecuentes.

Número de días de lluvia por año

Esta relacionado con los valores de las precipitaciones anuales. En la región costanera, los valores más elevados (270 a 280) se encuentran en la parte norte y a lo largo del piedemonte de los Andes, los valores más bajos en las zonas áridas alrededor de Manta y en la península de Santa Elena (20 a 40). En la región amazónica, faltan datos confiables pero se pueden admitir cifras superiores a 200 en toda la región. En la región montañosa, los valores más altos se encuentran al pie de las vertientes exteriores con máximos del orden de 300; la parte alta de estas vertientes todavía cuenta con 200 días de lluvia por año, pero se encuentran valores muy inferiores en las partes altas de los valles que entallan la vertiente occidental; en la zona intra-andina, esta cifra varía de 200 en las crestas hasta valores del orden de 50 en el corazón de las cuencas más secas.

Humedad atmosférica

Los promedios anuales son elevados en las regiones costanera y amazónica, entre 80 % a más del 90 %, y ligeramente inferiores al 80 % en las partes más secas de la región costanera. En la región montañosa, se encuentra un fuerte contraste entre las partes altas de las vertientes y el fondo de los valles intra-andinos; los promedios anuales varían allí de más del 90 hasta aproximadamente el 70 % .

Insolación

Las costas gozan de una insolación de 1.100 a 1.600 horas de sol por año frente a 800 a 1.000 horas tierra adentro; al pie de los Andes, se encuentran los valores más bajos (500 a 700 h/año). La insolación aumenta de nuevo en las partes bajas de los valles intra-andinos en donde alcanza valores entre 1.500 y 2.000 h/año. En la región amazónica se tienen valores bajos en las vertientes, cifras del orden de 1.000 h/año al pie de las mismas y un valor de aproximadamente 1.500 h/año en la llanura.

Fotoperíodo

Las variaciones anuales de la duración del día, factor importante en otras latitudes para la iniciación de muchos fenómenos en las plantas, son muy limitadas en el Ecuador. A nivel de la línea equinoccial, las variaciones de la

Cuadro 1. Temperaturas notables en la región costanera

Estaciones	Código	Alt. m	M. an.	M. max	M. min	Max .abs.	Min. abs.
San Lorenzo	SLO	6	25,6	31,4	22,1	39,9	18,5
San Plácido	SPL	30	25,0	31,2	21,3	35,9	12,5
Playas	PLA	30	24,5	29,5	19,7	36,0	14,0

Alt. m:	Altitud
M. an.:	Temperatura promedio anual
M. max.:	Promedio de las temperaturas máximas
M. min.:	Promedio de las temperaturas mínimas
Max. abs.:	Temperatura máxima absoluta
Min. abs.:	Temperatura mínima absoluta.
Los códigos son los empleados en el mapa n° 1.	

duración del día son insignificantes y al extremo sur del país (5° de latitud sur), sólo se calcula una diferencia del orden de 35 minútos entre diciembre y junio.

Temperaturas extremas y riesgo de helada

Si bien las temperaturas promedio varían poco durante el año (como es común el las regiones intertropicales, ver más adelante Termoperíodo), las temperaturas extremas pueden cubrir un amplio rango alrededor de los promedios. En la región costanera se seleccionaron algunas estaciones notables por sus valores extremos (Cuadro 1, datos subrayados).

En la región montañosa estos valores varían según la altitud y son recopilados en el cuadro 2.

Cuadro 2. Temperaturas notables en la región montañosa

Estaciones	Código	Alt. m	M. an.	M. max	M. min	Max .abs.	Min. abs.
Pisayambo	PIS	3.650	6,6	11,0	2,7	19,8	-4,7
Guamote	GUM	3.000	13,1	18,2	5,0	26,6	-4,2
Patate	PAT	2.220	15,8	21,6	10,3	28,6	4,8
La Toma	LTO	1.240	23,9	34,0	16,7	36,4	9,8

El mayor riesgo de helada se presenta durante los meses de junio a septiembre que, en la región montañosa, corresponden a los meses más frescos y, durante los cuales, las heladas pueden excepcionalmente manifestarse a altitudes tan bajas como 3.000 m

En la llanura amazónica, los promedios mensuales de los máximos son del orden de 30-31°, los de los mínimos alrededor de 20°, mientras que los extremos absolutos son respectivamente de 37 y 14°.

Termoperíodo

Como el fotoperíodo, este factor sólo tiene una reducida importancia en este país en donde no existen verdaderas estaciones térmicas. En la región costanera, la diferencia entre la temperatura promedio mensual más elevada y la más baja es de aproximadamente 2°, salvo en la zona árida en donde alcanza 4° (mínimo en julio-agosto, máximo en enero-agosto). En la región andina, esta diferencia es a menudo inferior a 1° y no supera los 3° (mínimo en julio-septiembre, máximo en en noviembre-abril). En la región amazónica es inferior a 2° (mínimo en julio, máximo entre octubre y febrero).

Vientos

La acción de los vientos en la vegetación no es notable sino en algunos casos particulares. En la región amazónica, pudimos ver los efectos de un tornado que, en un largo corredor, quebró todos los árboles a aproximadamente 1 m de altura; esta zona llena de una importante masa de desechos vegetales ha sido invadida por una vegetación secundaria baja, de composición florística diferente a la del bosque original. En la región montañosa, podemos mencionar dos situaciones en donde vientos localmente fuertes pueden aumentar la evapotranspiración potencial : es el caso de las crestas cubiertas de páramo, en donde los vientos se añaden a la insolación episódicamente intensa, para conferir características xéricas a esta vegetación de una zona de condiciones climáticas húmedas; el segundo caso es el de las desembocaduras de las cuencas andinas en la región costanera, en donde las variaciones cotidianas de temperatura generan, por la mañana y por la noche, vientos a veces violentos cuya acción resecante refuerza los efectos de un claro déficit de las precipitaciones.

1.1.3. Significación de las zonas así definidas

Es evidente que las unidades que resultan del cruce de sólo dos parámetros climáticos ya no pueden definir un "clima" en el sentido propio de la palabra, ya que escogimos deliberadamente ignorar un factor importante, el régimen anual de las precipitaciones que, en el caso del Ecuador, no tiene influencia en la composición ni en la repartición de las formaciones vegetales. Estas unidades tienen más afinidades con las "zonas de vida" de Holdridge (1947) o los "bioclimas" de Cañadas (1983); las diferencias con estos conceptos residen primeramente en el hecho de

tener como base el número de meses secos y luego de haber sido definidas según la repartición de los grandes tipos de vegetación natural.

Las diferentes zonas reconocidas figuran, con sus principales características climáticas, en el cuadro 3.

Cuadro 3. Principales carácteristicas climáticas

Pisos altitudinales			Bajo	Intermedio	Alto	Muy alto
Límites			0 - (1.600) 1.800 m	1.600 (1.800) - (2.800) 3.200 m	2.800 (3.200) - 3.600 m	>3.600 m
Temperatura promedio anual			>20°/22°	13°-20°/22°	10°-13°	<10°
Zonas de humedad	N					
Árida	12	P:	< 300 mm			
		D:	> 1.000 mm			
Muy seca	10 - 11	P:	300 - 600 mm	700 - 1.000 mm		
		D:	850 - 1.000 mm	300 - 800 mm		
Seca	8 - 10	P:	500 - 2.000 mm	400 - 1.000 mm*	< 600 mm	
		D:	500 - 850 mm	150 - 600 mm	> 150 mm	
Húmeda	4 - 8	P:	600 - 2.500 mm	800 - 1.500 mm	600 - 1.200 mm*	600 mm
		D:	250 - 500 mm	100 - 300 mm	50 - 150 mm	140 mm
Húmeda con garua	4 - 8	P:	1.000 - 2.000 mm			
		D:	250 - 500 mm			
Muy húmeda	1 - 4	P:	1.000 - 4.000 mm	700 - 3.000 mm		
		D:	< 250 mm	< 150 mm	600 - 2.000 mm*	1.100 mm
Muy húmeda con neblina	1 - 4	P:	1.800 - 4.000 mm	800 - 3.000 mm	< 50 mm	20 mm
		D:	< 250 mm	< 250 mm		
Hiperhúmeda	0	P:	3.000 - 6.500 mm	1.000 - 1.500 mm		
		D:	0 mm	0 mm	1.000 - 3.000 mm*	1.000 - 2.000 mm
Hiperhúmeda con neblina	0	P:	2.500 - 6.500 mm	2.000 - 4.000 mm	0 mm	0 mm
		D:	0 mm	0 mm		

N: Número de meses secos por año
P: Precipitaciones, total anual
D: Déficit hídrico, total anual

* El reducido número de estaciones climatológicas y pluviométricas sólo permite dar indicaciones aproximadas

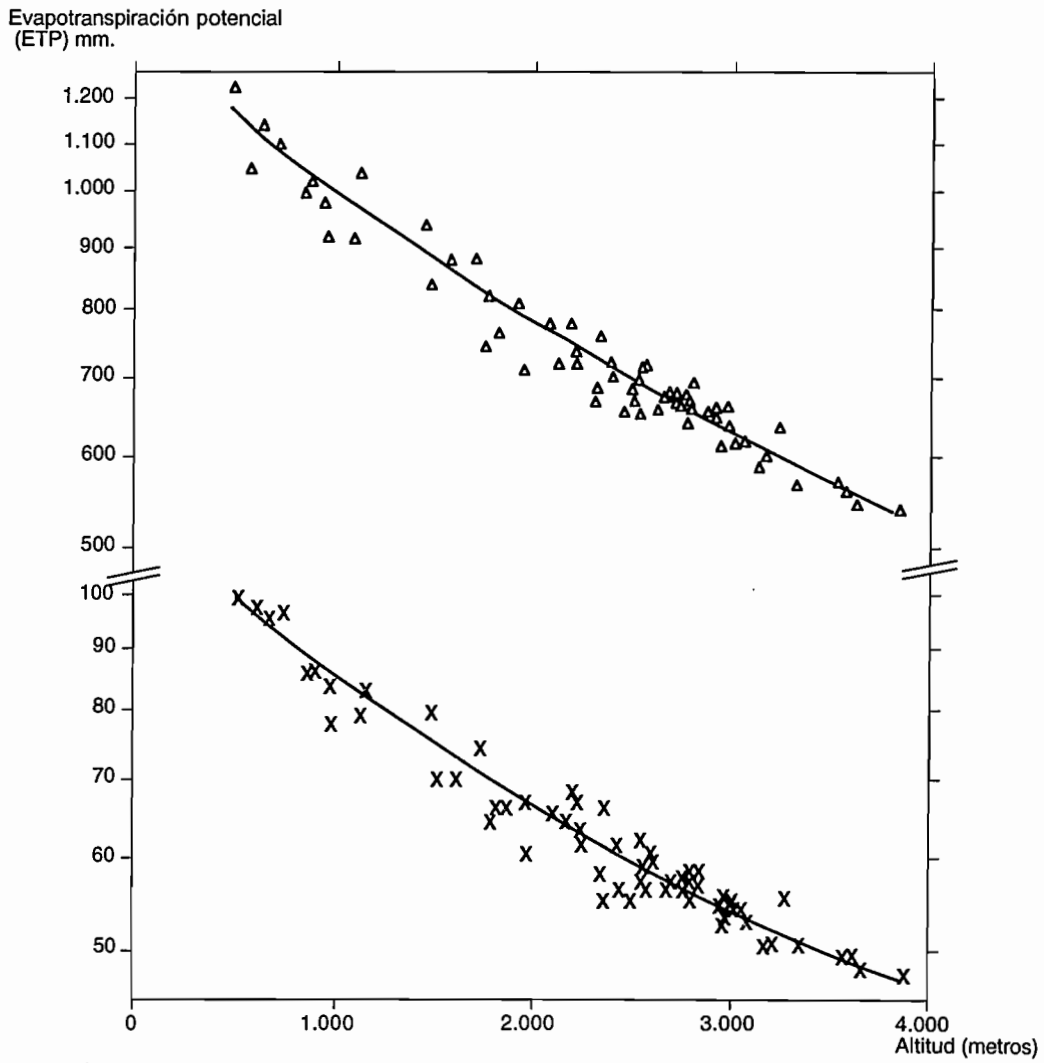
1.1.4. Los problemas de delimitación

En el corredor intra-andino, la evolución muy rápida de los gradientes de temperatura y de humedad, la baja densidad de las estaciones climáticas y la casi ausencia de vegetación natural, plantearon problemas en el momento de la delimitación de zonas homogéneas. Estas dificultades fueron eludidas utilizando dos relaciones.

La primera es la que existe entre altitud y ETP (ig. 5); la relación entre ETP mensual y la altitud es lo suficientemente safistactoria como para estimar, conociendo la altitud, las ETP mensuales para cada estación pluviométrica (es decir estaciones que sólo ofrecen medidas de precipitación y en donde resulta, por lo tanto, imposible calcular una ETP) y, de allí, el número de meses secos. El error cometido es aceptable ya que, si bien las variaciones de la ETP son de poca magnitud durante el año, el ciclo estacional de las precipitaciones es, en la mayoría de los casos, lo bastante contrastado como para que dicho error no supere un mes. Así se pudo multiplicar el número de sitios que disponen de una evaluación del número anual de meses secos.

La segunda relación fue extraí@da de una adaptación de los diagramas de Mac Dougall (Fig. 6). Se completó el diagrama asignando a cada uno de sus puntos los cultivos predominantes en los alrededores de la estación de observación; esto pudo realizarse gracias a la información proporcionada por los mapas de utilización de los suelos. Así, fue posible, primero confirmar los límites escogidos para los pisos térmicos y luego, atribuir a diferentes cultivos o

Fig 5. Relación altitud/evapotranspiración potencial. Datos de 63 estaciones ubicadas por encima de los 500 m de altitud; ETP en escala logarítmica.
En la parte inferior y con cruces constan los datos del mes de marzo, en la parte superior y con triángulos, los totales anuales.



Elaboración: C. Huttel

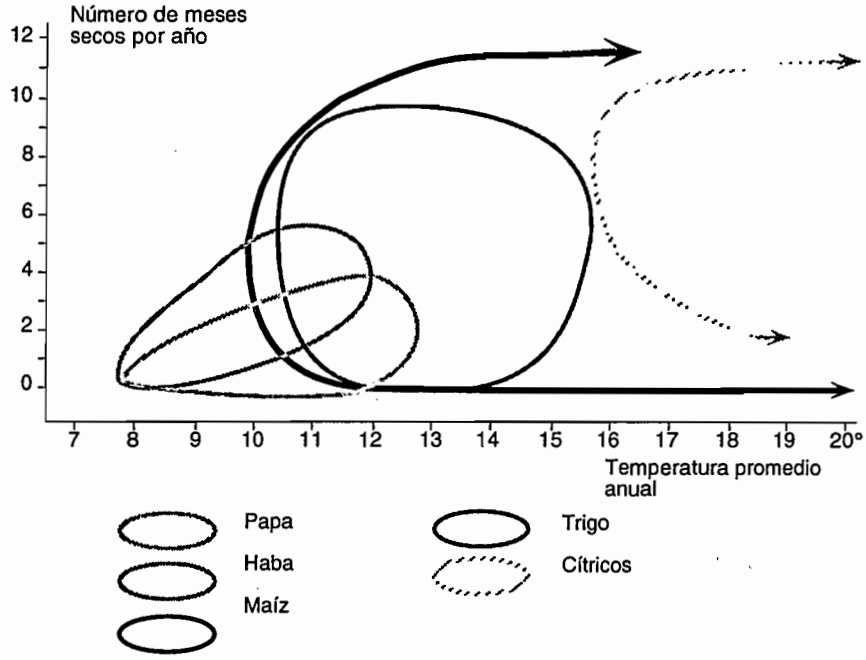
a gamas de cultivos un significado climático. Este se utiliza para completar el trazado de los límites de zonas homogéneas apoyándose en los mapas de utilización de los suelos.

En las regiones costanera y amazónica, particularmente a las altitudes inferiores a 500 m, se puede observar una gran dispersión de los valores de las ETP estimadas, y no se puede evaluar las ETP mensuales en todas las estaciones pluviométricas sin un alto riesgo de error. No obstante, cuando las precipitaciones mensuales son muy elevadas (región amazónica), se puede admitir la ausencia de meses secos; cuando son muy contrastadas (gran parte de la región costanera), se puede evaluar un rango probable del número de meses secos.

1.1.5. El caso particular del Archipiélago de Galápagos

Este conjunto de islas ubicado a aproximadamente 1.000 km del continente está sometido a las mismas condiciones climáticas que la región costanera. Gracias a los datos de las pocas estaciones climátológicas y pluviométricas y a la cartografía de la vegetación (INGALA-ORSTOM-PRONAREG 1987 y 1988), se pudo encontrar la división en zonas de humedad tal como fuera elaborada para la región costanera del Ecuador continental (Huttel, 1988); en cada zona, las formaciones vegetales presentan una importante analogía fisonómica con las formaciones correspondientes del continente y, en algunos casos, hasta se puede anotar analogías florísticas.

Fig. 6. Ubicación de algunos cultivos en un diagrama de Mac Dougall transformado: los números de meses secos sustituyen a las precipitaciones.



Elaboración : C. Huttel

No sucede lo mismo con la división en pisos térmicos. Las estaciones climatológicas están ubicadas entre la costa y 290 m de altitud, y las zonas más altas ya no poseen sino registros pluviométricos (la estación pluviométrica más alta está a 600 m de altitud, mientras que numerosas cimas superan los 1.000 m). El gradiente de temperatura calculado en este reducido desnivel es mayor que en el continente (disminución de 1,3°/100 m de altitud, frente a 0,3°/100 m en el continente), pero no se puede extrapolar a las altas regiones de las islas (la temperatura promedio anual sería de 0° a 1.800 m de altitud).

Debido a esta ausencia de datos no se delimitaron pisos térmicos en las islas y las formaciones vegetales están descritas en los capítulos que tratan de las formaciones análogas del continente. Esto no plantea problemas en el caso de las clases de humedad que van del árido al húmedo y que corresponden a zonas del piso de baja altitud. La clase muy húmeda se caracteriza por una formación herbácea análoga a los páramos del continente; otra semejanza es la presencia, en el piso inmediatamente inferior, de una formación comparable al matorral andino. La gran diferencia con el continente reside en la altitud a la cual aparecen estas formaciones herbáceas; en las islas, su límite inferior está muchas veces hacia los 500 m, mientras que está en los 3.600 m en el continente. Se observa una contracción de los pisos altitudinales de vegetación que ya no coinciden con los pisos térmicos del continente. La zona muy húmeda de las islas Galápagos correspondería al piso térmico de baja montaña del continente, pero se puede anotar que las especies propias de este nivel no están presentes en el archipiélago.

1.2. LA COBERTURA VEGETAL

1.2.1. Evolución de los conocimientos

Las descripciones de los grandes tipos de formaciones vegetales del Ecuador abundan; en efecto, la presencia de condiciones ecológicas muy contrastadas, la riqueza de la flora (el número de especies vasculares está estimado en más de 20.000) y, por lo tanto, la variabilidad de las coberturas vegetales, dieron lugar a numerosos tentativas de clasificación de las comunidades vegetales y de representación de su distribución.

Estos análisis fueron realizados de varias formas según los autores; podemos citar los dibujos de Humboldt (1805) que ubican, según la altitud, las plantas encontradas en los diferentes niveles del Cotopaxi o los levanta-

mientos por fajas de altitud de Paredes (1942) en el Tungurahua. Los transectos de Ellenberg (1975) conforman un estudio más fino de la distribución de las formaciones vegetales a lo largo de las vertientes de los Andes y de sus principales características fisonómicas y estructurales. Los mapas de vegetación del Ecuador publicados hasta 1970 han sido parcialmente inventariados (Kuchler 1970); se trata sobre todo de mapas a pequeña escala, del orden de 1:4'000.000, o de mapas fragmentarios; además de los mapas mencionados en este inventario, debemos citar dos esbozos muy conocidos, el de Troll (1932) para la región costanera y el de Wolf (1892) para el conjunto del país.

El poco conocimiento de la flora del país es una limitación importante para trabajos de síntesis; Steele (1982) reporta exploraciones botánicas y colecciones de plantas ordenadas por España desde el siglo XVIII, pero éstas abarcaron regiones más meridionales (Ruiz y Pavón en el Perú y Chile), o más septentrionales (Hernández en México desde el siglo XVII, Löfling en Venezuela, Mutis en Colombia); sólo la expedición de Juan Tafalla tocó las tierras del Ecuador actual y sus observaciones no fueron publicadas sino muy recientemente (Estrella, 1991). Se deben a la misión francesa para la medición del arco del meridiano algunas publicaciones de observaciones botánicas en el país; en esta expedición participaba un botánico, Joseph de Jussieu, pero es la Condamine quien presentó estas observaciones. A inicios del siglo XIX, Humboldt y Bonpland realizaron numerosas recolecciones de plantas y observaciones sobre la vegetación. Estas expediciones fomentaron sobre todo la formación de botánicos nacionales tales como Mejía en Ecuador, Tafalla en el Perú, Caldas en Colombia (Estrella, 1988). El actual mejor conocimiento de la flora del país (46 familias publicadas en Flora of Ecuador desde 1973, Harling & Andersson ed.) debería permitir realizar trabajos más detallados.

Más recientemente, la descripción sistemática de las formaciones vegetales y su cartografía fueron abordadas por Acosta Solís (1977) quien propone, para las tres regiones naturales del Ecuador continental, una "clasificación geobotánica" basada en los dos factores más importantes, la temperatura y la humedad (en realidad las precipitaciones anuales). Estos dos mismos factores combinados según el método de Holdridge permitieron una cartografía de los "bioclimas" del país realizada por Cañadas (1983). Este autor proporciona en una importante leyenda que acompaña al mapa, la relación "bioclima"- vegetación y listas de plantas características. Al igual que Acosta-Solís, utiliza, para denominar las formaciones vegetales así individualizadas, ya sea neologismos o nombres de zonas "climáticas" que sólo dan cuenta en forma imperfecta de la fisonomía y de la florística de las coberturas vegetales. Actualmente, la clasificación propuesta por Naranjo (1981) es la más satisfactoria. Recientemente, las obras de divulgación de Patzelt (1985) y de Sarmiento (1987) también han intentado proporcionar una visión global de los tipos de vegetación del Ecuador.

1.2.2. Variabilidad de la vegetación debido a factores no climáticos

La vegetación tal como se revela es el resultado de la interacción de varios fenómenos. Si bien el clima es el factor preponderante en la repartición de las formaciones vegetales, se puede, en una región con condiciones climáticas homogéneas, observar diferentes tipos de formaciones vegetales, lo que puede ser atribuido a diferentes factores y presentamos algunos casos sencillos que permitirán ilustrar el impacto de dichos factores.

Vegetación climácica

Una formación vegetal en equilibrio con todos los factores del medio es llamada vegetación climácica; ya no sufre cambios en el tiempo, siendo sus únicas variaciones las debidas al fenómeno de renovación interna, el cual conduce, a través de diferentes fases o formaciones vegetales, a la auto-regeneración de la vegetación pre-existente. La vegetación climácica, también llamada zonal, es, por lo tanto, característica del medio en el que se encuentra y refleja perfectamente, entre otras cosas, las condiciones climáticas. Por lo general, ocupa grandes extensiones.

También hay que anotar que la vegetación climácica es casi siempre leñosa y muchas veces de típo arbóreo; sólo condiciones extremas pueden perturbar esta regla, como es el caso de las formaciones herbáceas de las zonas saladas, áridas o muy frías, en donde las especies arborescentes no pueden desarrollarse.

Formaciones no climácicas

Numerosos factores físicos, químicos o bióticos pueden contribuir a la diversidad de las coberturas vegetales al interior de una zona aparentemente homogénea; estas formaciones que están más subordinadas a parámetros locales del medio, que a condiciones generales de la región, son llamadas azonales o no climácicas.

Ejemplos de formaciones vegetales sometidas a un factor físico

Variaciones locales de las condiciones físicas del medio pueden acarear, cuando son importantes, profundos cambios de la cobertura vegetal. En la zona tropical, los más fácilmente identificables pueden casi siempre ser atribuidos a condiciones hídricas locales: zona deprimida de drenaje deficiente con una vegetación más hidrófila (plantas con importantes necesidades de agua) que la de los lugares vecinos, pared rocosa con una vegetación más xerófila (plantas con menor necesidad de agua), suelos de menor capacidad de retención de agua con una limitada incidencia de las plantas más mesófilas.

Cuando estas formaciones vegetales están relacionadas con la presencia de un exceso de agua, tienen la particularidad de ser semejantes, en una misma zona térmica, independientemente de las condiciones hídricas generales de la zona. Esta homogeneidad de la vegetación de los lugares muy húmedos es tal que es en los pantanos donde se encuentra la mayor proporción de plantas cosmopolitas o pantropicales, es decir que tienen una amplia distribución en el mundo.

Ejemplos de formaciones vegetales sometidas a un factor químico

Algunas variaciones de las características químicas del suelo también pueden repercutir sobre la vegetación y dar lugar al desarrollo de otro tipo de vegetación azonal; el caso más conocido es el de la vegetación ligada a los suelos salados. Se puede igualmente citar el impacto del mosaico de suelos ricos y pobres (jóvenes y viejos) en la Amazonía, que se manifiesta en diferencias de composición florística y de riqueza en especies (los suelos más jóvenes, por lo tanto los más fértiles, tienen la vegetación más diversificada (Gentry 1988). Estas formaciones vegetales relacionadas con suelos que no hayan terminado su evolución conforman pedoclimax.

Ejemplos de formaciones vegetales sometidas a un factor biótico

Entre los factores bióticos que influyen en la composición de las coberturas vegetales azonales, un factor de variabilidad es de orden intrínseco y no es más que la propia evolución de esta cobertura. A partir de un medio virgen, la vegetación sigue, para alcanzar su clímax, una secuencia de fases a menudo paralela a la de la evolución del suelo. En algunos casos, en terrenos muy jóvenes como coladas de lava o de barro y condiciones climáticas particularmente desfavorables, como las de las zonas áridas, se pueden ver estadios jóvenes de la evolución de la cobertura vegetal. Estas formaciones vegetales son llamadas pioneras.

Tenemos que mencionar aquí un tipo original de vegetación azonal por razones ligadas a la propia evolución de la cobertura vegetal. Se trata del matorral de bambú característico de las fuertes pendientes de las altas vertientes forestales de los Andes. Los frecuentes deslizamientos de terreno dejan allí al desnudo un suelo esquelético muy pedregoso sobre el cual se instalan rápidamente numerosos pies de *Chusquea;* estos bambús crecen hasta formar con sus tallos flexibles y acodantes (tallo que tiene la posibilidad de enraizarse a nivel de los nudos y desarrollar allí otro individuo), una maleza impenetrable. Debido a su comportamiento químico particular (toxicidad de la hojarasca o de los exudaciones de las raíces), los bambúes impiden el desarrollo, a su alrededor, de plantas que podrían reemplazarlos, y la evolución de la cobertura vegetal queda así bloqueada hasta la muerte masiva de los bambúes que sólo ocurirá después de su floración.

Influencia de la fitogeografía

El último factor natural de variabilidad se encuentra en la fitogeografía; en efecto, no todas las plantas están uniformemente distribuidas en la superficie del globo. Además de las condiciones climáticas actuales, la repartición de las especies depende también de la historia de la evolución de familias, géneros y especies. Esta evolución esta regida por la historia geológica de los continentes y, al interior de los mismos, por las condiciones climáticas pasadas, en particular las alternancias de períodos húmedos y secos del Cuaternario.

Según la divisón del mundo en regiones florísticas (Walter 1952-1960), el Ecuador está ubicado en el imperio neotropical y toca las regiones (la región es una sub-división del imperio) amazónica y andina, y en forma accesoria, la región venezuelo-guyanesa. La presencia de *Espeletia* (Asteraceae) únicamente en los páramos del Norte del país, las diferencias florísticas en los páramos de ambos lados del nudo del Cajas (Acosta-Solís, 1984), la repartición de las especies del género *Triplaris* (Polygonaceae arborescente, Brandbyge 1985), son algunos de los síntomas de esta diversidad de regiones florísticas en el territorio ecuatoriano.

Las variaciones climáticas del Cuaternario han provocado cambios en la cobertura vegetal (Prance 1978). En la cuenca amazónica por ejemplo, la vegetación variaba desde el bosque tropical siempreverde durante los períodos húmedos a sabanas con islotes forestales durante los períodos secos. Según estudios biogeográficos, uno de estos islotes, o refugio forestal, habría podido mantenerse en la alta Amazonía Ecuatoriana; la existencia de condiciones estables y del mismo tipo de cobertura vegetal durante un largo período ha favorecido la multiplicación de las especies, y actualmente los bosques del piedemonte de los Andes se encuentran entre las formaciones vegetales más diversificadas del mundo.

En la cordillera andina, estas variaciones climáticas han separado o puesto en contacto alternativamente regiones en donde se ha podido desarrollar un importante endemismo local. Tomando como ejemplo el género *Calceolaria,* Scrophulariaceae de las zonas húmeda y muy húmeda de los pisos intermedio y alto, y basándose en los lugares de recolección publicados por Holmgren y Molau (1984), se puede observar la siguiente repartición de las 50 especies citadas: más de la mitad no se encuentran sino en una o dos provincias (de las 9 que posee la región andina, ya que para analizar únicamente la repartición latitudinal, hemos agrupado la provincia de Bolívar con la de Chimborazo); sólo tres especies están presentes del Norte al Sur del país; son las tres provincias del Sur (Cañar, Azuay y Loja) las que totalizan el mayor número de *Calceolaria* endémicas. Este análisis de la distribución latitudinal de *Calceolaria* podría ser complementado con un análisis de la repartición de las especies entre las dos cordilleras andinas, siendo algunas exclusivas (endémicas) o preferenciales de una y otra de estas cordilleras (ver también el caso de las especies del género *Calamagrostis* presentado en el capítulo "piso muy alto").

Antropización

El más potente factor de transformación de las formaciones vegetales es el hombre. No se pretende en este marco tratar cultivos que son coberturas vegetales introducidas y mantenidas por el hombre pero, desde la total conservación de la vegetación natural hasta el desmonte para cultivos, se escalona toda una gama de acciones del hombre en el mundo vegetal.

Estas van desde el empobrecimiento de las formaciones vegetales en algunas especies por la extracción ligada a las actividades de recolección o de explotación forestal, hasta la introducción de especies vegetales o animales alóctonas. Usualmente, se distinguen las plantas naturalizadas, es decir plantas que se reproducen normalmente y se mantienen definitivamente en la región en donde han sido introducidas, las plantas adventicias que sólo se reproducen durante los años favorables y cuyo mantenimiento en la región de introducción no es posible sino por el aporte periódico de semillas y, finalmente, las plantas aclimatadas que nunca se reproducen en forma espontánea en la región de introducción. Una primera lista de las plantas introducidas en la región de Quito fue establecida por Benoist (1935), y las introducciones voluntarias o accidentales no han hecho sino alargar esta lista.

Una formación vegetal sin perturbación alguna de tipo antrópico es llamada primaria; las que han sufrido una intervención del hombre son formaciones secundarias; las vegetaciones naturales que se instalan después del abandono de tierras desmontadas son las formas más difundidas de vegetación secundaria.

1.2.3. El estado actual de la cobertura vegetal natural

Los mapas de utilización actual de los suelos (ORSTOM-PRONAREG, Gondard P., López F.), sintetizados en un mapa a escala 1:1'000.000 (CEDIG-ORSTOM 1990), permiten discernir algunos niveles de conservación de la cobertura vegetal natural que pueden ser agrupados en tres categorías. En la descripción de las diferentes zonas de vegetación, tratamos de dar una idea de la importancia de la cobertura vegetal natural y representamos en los mapas 2 y 3 dos grados de desmonte.

La primera categoría, representada por rayas oblicuas continuas, corresponde a zonas enteramente desmontadas para la agricultura y en donde la vegetación natural ya no subsiste sino bajo la forma de plantas aisladas (por ejemplo, árboles conservados cuando el desmonte) y no bajo la forma de formaciones o agrupamientos vegetales. La más extensa zona de este tipo es la cuenca del Guayas en la región costanera. Otras unidades, más restringidas, corresponden a las cuencas intra-andinas; se encuentran sólo excepcionalmente en la región amazónica en donde se localizan en las zonas de muy antigua colonización o de plantaciones agro-industriales.

La segunda categoría, representada por rayas oblicuas interrumpidas, que corresponde a un mosaico de jirones de vegetación natural asociados a tierras desmontadas, es más heterogénea. En la región amazónica, corresponde a las zonas de reciente colonización o de densa ocupación indígena; en la región costanera, forma un arco que rodea la

zona totalmente desmontada y también se encuentra en los sectores de reciente o incipiente explotación del Norte; una gran parte de las faldas occidentales de los Andes y los valles de conexión con las tierras altas también forman parte de esta categoría.

En estas dos regiones, se trata, casi siempre, de zonas parcialmente desmontadas en donde los campos y los pastos colindan con pequeños macizos vestigios de bosque natural. Estos persisten en propiedades como reservas de tierra, fuente de abastecimiento de leña o como parcelas no aptas a la utilización agrícola. La conservación de estos vestigios es problemática y está ligadaal mantenimiento de una baja presión demográfica. Aunque muchas veces secundarizados, algunos de estos bosques pueden pretender representar la vegetación climácica.

En la región andina, las zonas de esta categoría están ubicadas en el corazón de las cuencas o en su periferia. La proporción de superficies con una cobertura vegetal natural es mucho más baja que en las dos regiones anteriores; además, los vestigios de vegetación natural están esencialmente ubicados en las grandes quebradas y no son representativos de la vegetación forestal climácica. Sin embargo, sería posible reconstituir la vegetación climácica de estos lugares mediante el estudio de los escasos vestigios forestales aún existentes (Acosta-Solís, 1973).

En el archipiélago de Galápagos, esta zona va más allá de los límites de los perímetros asignados al uso agrícola, sobre todo a causa de la diseminación de plantas introducidas que perturban los paisajes vegetales naturales.

La vegetación natural pura, sin rayas oblicuas, ocupa todavía amplios espacios. En la región costanera, las dos zonas principales son el macizo forestal casi intacto del Norte (cuenca del Río Santiago) y la región árida del extremo Oeste (península de Santa Elena). En la región andina, se encuentra en las tierras altas no cultivadas, debido a la baja temperatura, en la vertiente occidental y prácticamente en toda la vertiente oriental hasta la región amazónica en donde esta categoría está bien representada. Estas tierras no están totalmente exentas de desmontes; en la región amazónica, por ejemplo, no se pudo tomar en cuenta las chamiceras para la agricultura itinerante de pequeños grupos de indígenas; por otro lado, algunos tipos de utilización de las tierras no implican el desmonte como por ejemplo, las zonas de recorrido del ganado en las formaciones herbáceas muy secas o muy frías.

El desmonte de las tierras del callejón intra-andino empezó antes del descubrimiento del continente americano. En los relatos de los cronistas españoles, se pueden encontrar informaciones sobre las plantas cultivadas por los indígenas pero pocos datos sobre la existencia, la importancia o la composicón de las formaciones vegetales naturales. Algunos estudios arqueológicos (Gondard & López, 1983) hacen suponer una intensa utilización agrícola de los suelos en la época prehispánica; la escasez de bosques naturales también puede ser deducida de las dificultades de los primeros habitantes españoles de Quito en conseguir leña. Sin embargo, algunos viajeros o científicos de finales del siglo 18 y principios del 19 relatan travesías de los bosques en donde hoy en día ya no subsiste una cobertura vegetal natural (informaciones recopiladas por Acosta-Solís, 1973).

A finales del siglo pasado, en la región costanera, no se encontraban sino tierras parcialmente cultivadas, esencialmente a lo largo de los ríos de la cuenca del Guayas (Crawford de Roberts, 1980); asímismo, en la región amazónica, sólo algunos valles de piedemonte y las orillas de ciertos ríos estaban parcialmente desmontados. La colonización agrícola de las tierras bajas conoció dos olas importantes, la primera entre las dos guerras mundiales y hasta después de la segunda en la región costanera y la segunda durante la década de los 60 en la región amazónica, inducida por la exploración y explotación petroleras. Estos nuevos frentes pioneros se organizan a lo largo de los ejes viales que se abren en estas regiones. Desde hace unos diez años, una política de desenclave de las zonas productivas ha conducido a abrir numerosos caminos vecinales y carreteras que drenaron, en un sentido, los productos agrícolas y , en el otro, flujos de campesinos en busca de tierras. A menudo, basta con una trocha abierta en el bosque amazónico para que los colonos se instalen a lo largo de esta abertura con la esperanza de poseer un terreno al borde de una eventual nueva carretera. En las tierras bajas y en las vertientes de los Andes, por lo general, la valorización de las nuevas tierras se realiza por intermedio de la ganadería bovina extensiva, de allí el desmonte de superficies importantes y la constante reducción de los macizos de vegetación natural. Esta reducción sigue el ritmo de expansión de la red vial que estaba al final de los 80, del orden de 3.000 km por año.

Las zonas sin vegetación de la región andina corresponden a los pisos minerales, rocosos, campos de cenizas volcánicas y glaciares de las cimas. Fuera de las superficies urbanas, tenemos que citar, en la región costanera, otras zonas sin vegetación, las piscinas de cría de camarones instaladas a menudo en el límite interior de los manglares y a veces en los mismos manglares; no están representadas en el mapa pero son particularmente importantes en el estero del Guayas y en la franja litoral del Sur del país.

1.2.4. La información representada en los mapas adjuntos

A partir de los mapas mencionados anteriormente y de observaciones de campo, se elaboró un mapa a escala 1:1'000.000 que presenta la localización de los pisos altitudinales y la de las zonas de humedad así como el grado de conservación de la cobertura vegetal natural. Los imperativos de esta publicación, acerca del formato y necesidad de publicar en blanco y negro, llevaron a disociar la información recopilada en un solo documento para realizar esquemas legibles. En un primer mapa (mapa n°1) se proporciona la distribución de los pisos altitudinales; figuran además informaciones complementarias que permiten al lector ubicarse (la red vial, las capitales provinciales) al igual que la localización de las estaciones climatológicas o pluviométricas citadas en el texto.

Por razones de facilidad de realización y de lectura posterior, la división en zonas de humedad es presentada en dos mapas separados, el uno (mapa n°2) relativo únicamente al piso de baja altitud, el otro (mapa n°3) que reúne todos los pisos de montaña. Además de las zonas de humedad hemos representado en estos mapas, con una trama adicional, las dos categorías de desmontes y de reemplazo por cultivos: desmonte total y mosaicos de remanentes forestales en medio de los cultivos.

En los tres mapas, en la medida de lo posible, se señala la ubicación de los puntos particulares citados en el texto. El reducido tamaño de estos mapas no permite, evidentemente, representar la información obtenida en todos sus detalles y no pueden servir sino para dar una indicación de la repartición de las grandes unidades; por otro lado, la dispersión de esta información en tres mapas, puede, en algunos casos, provocar algunas dificultades para que el lector encuentre la información buscada.

2. FORMACIONES VEGETALES NATURALES

Las breves descripciones de las formaciones vegetales incluidas en la segunda parte de este texto, se basan en observaciones personales realizadas durante salidas al campo (más de 2.000 muestras de herbario recolectadas) y en las listas de plantas publicadas por Espinoza 1949, Freire 1968, Ollgaard & Balslev 1979, Acosta Solís 1982, Brandbyge & Azanza 1982, Jaramillo & Coello 1982, Cañadas 1983, Emperaire & Arnaud 1987.

2.1. EL PISO DE BAJA ALTITUD

Este piso, cuyo límite superior se situa alrededor de los 1.800 m de altitud en la parte septentrional y central del país y hacia los 1.600 m en su parte meridional, cubre la mayor parte del territorio del Ecuador y abarca las regiones costanera y amazónica, el archipiélago de Galápagos y los fondos de algunos valles andinos, en particular en el Sur. Se caracteriza por temperaturas promedio anuales siempre superiores a 20°; esta temperatura es más baja en la franja litoral que tierras adentro, más elevada en las zonas húmedas que en las secas y disminuye con la altitud en las primeras vertientes. El piso de baja altitud abarca todas las zonas de humedad definidas en nuestra clasificación y se proporciona algunos parámetros climáticos de estaciones representativas de cada zona.

2.1.1. La zona árida

Esta zona, definida por una estación seca de 12 meses, recibe en realidad precipitaciones variables de un año a otro; el promedio anual es inferior a 400 mm (Cuadro 4), pero los años sin precipitaciones notables son frecuentes y los años lluviosos sólo se producen cuando el fenómeno del Niño es importante. La vegetación reacciona a estas variaciones inter-anuales: durante los años lluviosos se establece una densa cobertura de plantas anuales y de matorrales que, habitualmente, no reverdece el año siguiente y deja un enmarañamiento de vegetales muertos de pie; los años sin precipitaciones notables también están marcados por la ausencia de desarrollo de las plantas anuales.

La superficie ocupada por esta zona se reduce a algunas unidades costaneras al Sur y en el centro del país (península de Santa Elena, región de Manta), así como a algunos fondos de valle sobre todo en la provincia de Loja (valle del Río Catamayo) y en el valle del Mira. La vegetación natural primaria ha sido a veces remplazada por cultivos regados de caña de azúcar, particularmente en los valles meridionales; pero la zona es utilizada principalmente, luego de la tala/desmonte, como tierra de pastoreo extensivo, ya sea de la delgada cobertura gramínea estacional, o de las ramas de leguminosas cortadas a tal efecto (ramoneo). La tala ha sido importante y localmente todavía lo es para la recolección de leña, de madera de construcción, e incluso para la fabricación de carbón. Las formaciones vegetales que se pueden encontrar están casi todas secundarizadas.

Cuadro 4. Características climáticas de sitios en la zona árida

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.
Manta	MAN	12	180	25,3	1.235	12	1.235
Ancón	ANC	25	220	24,0	1.015	12	1.015
La Toma	LTO	1.240	390	23,9	1.210	12	830
Salinas Imb	SAL	1.730	280	19,5	875	12	595

Alt. m : altitud de la estación en m.
P. an. : precipitación total anual en mm (promedio de 10 años)
T. an. : temperatura promedio anual en grados
E.T.P.: estimación de la evapotranspiración total anual en mm
N. M. S.: número de meses secos por año
D. H. A.: déficit hídrico anual en mm (dato únicamente indicativo)
Manta y Ancón: estaciones a orillas del mar
La Toma : estación en el fondo de un valle del Sur de los Andes
Salinas (Imbabura): estación en el fondo de un valle del Norte de los Andes, ubicada en el límite del piso de altitud intermedia y que fue tomada en cuenta por la ausencia de otras estaciones

Las plantas perennes de esta zona tienen características claramente xerófitas: cortezas espesas, hojas reducidas y coriáceas, presencia de espinas; el follaje de estas especies es persistente. Las plantas anuales tienen un ciclo de desarrollo corto y están ausentes durante los años más secos.

La formación climácica es un bosque abierto. Entre los árboles dominan los Mimosaceae (*Acacia, Prosopis*); también se pueden encontrar Capparidaceae (*Capparis*), Theophrastaceae (*Jacquinia*), Burseraceae (*Bursera*), Boraginaceae (*Cordia*); el cactus que marca el paisaje es un *Lemaireocereus*. Los escasos arbustos pertenecen sobre todo a los géneros *Browallia* (Solanaceae), *Scutia* (Rhamnaceae), *Waltheria* (Sterculiaceae). La cobertura herbácea estacional comprende gramíneas de los géneros *Chloris, Cenchrus, Eragrostis y Panicum.*

La tala ha favorecido la expansión de las formaciones esencialmente herbáceas con algunas manchas arbustivas; el cactus *Lemaireocereus* es más abundante en las formaciones degradadas. La transición hacia formaciones más húmedas se hace mediante bosques abiertos de *Bursera.*

2.1.2. La zona muy seca

Según nuestra clasificación, esta zona está sometida a 10-11 meses secos al año y se observan precipitaciones anuales de 300 a 600 mm (Cuadro 5). El impacto de la variabilidad interanual de la pluviosidad es menos notable que en las formaciones anteriores.

La zona ocupa superficies ligeramente más importantes que la zona árida; en la región litoral, bordea la zona árida tierras adentro; en la región andina, se la encuentra en los valles del Catamayo y del Mira, asi como en el del Jubones.

Cuadro 5. Características climáticas de sitios en la zona muy seca

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.
Bahía de Caráquez	BCA	5	600	24,9	1.365	10	800
Playas	PLA	30	370	24,5	1.305	11	960
Las Lagunas*	LLA	200	420			(11)	
Macará	MAC	430	520	24,9	1.365	11	960
Estación Carchi*	CAR	1.280	580	(21,3)	(930)	(11)	(370)

* señala las estaciones pluviométricas; la estimación de la ETP sólo puede realizarse cuando la altitud es superior a 500 m (ver introducción); los valores entre paréntesis son estimados.
Bahía de Caráquez y Playas: estaciones a orillas del mar
Las Lagunas: estación tierra adentro, parte central del país
Macará: estación tierra adentro, parte meridional
Estación Carchi: estación de fondo de valle, parte septentrional

La vegetación natural ha podido ser desmontada para instalar cultivos regados, cultivos de ciclo corto sin riego (y con un riesgo de pérdida de la cosecha en los años secos), pero sobre todo para ampliar las superficies para la ganadería extensiva, de chivos en particular. Sin embargo, es posible encontrar lugares fácilmente accesibles con una cobertura vegetal primaria entre Jipijapa y Manta en la región litoral, detrás de la zona árida de la península de Santa Elena y en el valle del Catamayo en la región andina; en cambio, los valles del Jubones y del Mira ya no muestran sino algunas formaciones muy secundarizadas;

La vegetación es decidua y el contraste entre su aspecto durante la estación seca y la lluviosa es espectacular; en la estación seca, sólo persisten las partes leñosas denudadas; con las primeras lluvias, numerosas especies florecen abundantemente antes del brote de sus hojas y, cuando las lluvias son suficientes, las leñosas se cubren de hojas y las especies anuales prosperan.

La formación primaria más importante es un bosque denso relativamente pobre en especies en donde predomina *Ceiba* (Bombacaceae); este árbol es a menudo la única leñosa de gran tamaño; como árboles asociados a *Ceiba* se puede mencionar la sorprendente *Ipomoeae vargasiana* (Convolvulaceae) en el Sur del país y *Erythrina* (Fabaceae) en la región litoral. El sotobosque es muy abierto; en el Sur, la especie más notable es un *Bougainvillea* (Nyctaginaceae) y en la región costera podemos citar pequeños *Opuntia* (Cactaceae) cuyos segmentos se desprenden fácilmente. En condiciones propicias, exposición a los vientos húmedos, las epífitas pueden proliferar; por lo general se trata de Bromeliaceae (*Tillandsia*); en condiciones de mayor sequedad atmosférica se pueden encontrar Orchidaceae (*Oncidium onustum* por ejemplo) y Cactaceae (*Epiphyllum*) epífitas. Entre las lianescentes se puede mencionar *Cardiospermum* (Sapindaceae). Hacia las regiones más secas, los bosques de *Ceiba* ceden lugar a bosques densos de *Bursera*; la transición hacia formaciones más húmedas o más frescas se realiza mediante bosques en donde *Ceiba* es remplazada por otras Bombacaceae de los géneros *Bombax* y *Cavanillesia.*

Fuera de bosques con predominio de *Ceiba* se encuentran árboles más o menos aislados de otros géneros cuya presencia no siempre puede ser relacionada con otros tipos de bosques primarios de la zona o con la secundarización. Los géneros más frecuentes son *Acacia* y *Prosopis* (Mimosaceae), *Cochlospermum* (Cochlospermaceae), *Geoffroea* (Fabaceae), *Libidibia* (Caesalpiniaceae), *Loxopterigium* (Anacardiaceae), *Tabebuia* y *Tecoma* (Bignoniaceae), *Zanthoxylum* (Rutaceae), *Ziziphus* (Rhamnaceae). Parece evidente que *Tabebuia* y *Loxopterigium* son remanentes de bosques primarios mientras que las Mimosaceae podrían ser indicadores de secundarización.

Esta consiste en el reemplazo de la cobertura arbórea por una cobertura más baja, arbustiva o herbácea. Los arbustos de las formaciones secundarias pertenecen a los géneros *Borzicactus* y *Espostoa* (Cactaceae), *Cassia* (Caesalpiniaceae), *Croton*, *Euphorbia, Jatropha* (Euphorbiaceae), *Dodonea* (Sapindaceae), *Heliotropium* (Boraginaceae), *Lantana* (Verbenaceae), *Sida* (Malvaceae); algunas lianas herbáceas anuales de las familias de las Cucurbitaceae y de las Convolvulaceae pueden invadir las formaciones secundarias durante la estación húmeda. Las formaciones herbáceas también son estacionales y estan dominadas por las Poaceae, *Aristida, Bouteloua, Chloris, Cynodon* entre otros.

Las formaciones secundarias son las únicas que persisten en el valle del río Mira. La zona muy seca está representada por una formación muy abierta siendo los únicos árboles notables, algunas Mimosaceae y *Spondias* (Anacardiaceae); también se pueden encontrar escasos pies de *Bursera* y de *Fagara* (Rutaceae). Los arbustos son *Waltheria* (Sterculiaceae) y diversas especies de *Opuntia* (Cactaceae), unas formando altos macizos *(O. Soederstromiana)*, las otras con segmentos que se desprenden fácilmente y que no sobrepasan los 50 cm de alto *(O. pubescens, O. tunicata)*; un *Aloe* (Liliaceae) introducido forma poblaciones densas y monoespecíficas. Las herbáceas son Poaceae y Portulacaceae.

La zona muy seca del valle del río Jubones también tiene una cobertura vegetal completamente secundarizada. Los escasos árboles son Mimosaceae y *Fagara* (Rutaceae). Las especies arbustivas son las más importantes con *Croton* (Euphorbiaceae), *Dodonea* (Sapindaceae), *Lantana* (Verbenaceae), una *Euphorbia* sin hojas, un cactus lanudo (*Espostoa*) y algunas especies de Asteraceae. Las herbáceas son esencialmente Poaceae.

2.1.3. La zona seca

Ha sido definida por 8 a 10 meses secos por año y, en el piso de baja altitud, las precipitaciones anuales están comprendidas entre 500 y 2.000 mm (Cuadro 6). Comprende estrechas franjas litorales en las provincias de El Oro, Manabí y Esmeraldas y sobre todo la mayor parte de la llanura del Guayas.

Cuadro 6. Características climáticas de sitios en la zona seca

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.
Esmeraldas	ESM	7	760	25,8	1.485	9	765
Jama	JAM	40	820	24,9	1.360	8-9	705
Tosagua	TOS	30	740	25,8	1.495	9	875
San Carlos	SCA	60	1.455	24,8	1.360	8	615
Malacatus	MAL	1.470	630	20,6	935	9-10	370

Esmeraldas y Jama : estaciones a orillas del mar

Tosagua: estación tierras adentro, parte central del país

San Carlos: estación cercana al piedemonte, parte central

Malacatus: estación de valle, parte meridional

La vegetación natural casi ha desaparecido siendo remplazada por pastos y cultivos esencialmente anuales; la explotación forestal es entonces insignificante. El único vestigio con alguna importancia está ubicado en la parte central y oriental de la cordillera de Colonche; también subsisten pequeños macizos en el Sur-Oeste de la provincia de El Oro. La formación vegetal primaria es un boque denso, semi-deciduo con especies arborescentes de los géneros *Centrolobium, Myroxylon* (Fabaceae), *Guazuma* (Sterculiaceae), *Ficus* (Moraceae), *Muntingia* (Elaeocarpaceae), *Pisonia* (Nyctaginaceae), *Ocotea* (Lauraceae), *Sapindus* (Sapindaceae), *Vitex* (Verbenaceae). En los pastos se han conservado árboles de sombra para el ganado, principalmente Mimosaceae como *Samanea* y *Pseudosamanea*; cerca de los charcos se han mantenido bosquecillos de *Erythrina* (Fabaceae).

Los bosques secundarios se caracterizan por la abundancia de *Trema* (Ulmaceae) y *Triplaris* (Polygonaceae).

2.1.4. La zona húmeda

Ha sido dividida en dos sub-zonas, la primera en la fachada litoral, de Guayas a Esmeraldas, y la segunda tierra adentro en transición entre la zona seca y las zonas más húmedas del piedemonte de los Andes. La primera sub-zona se distingue por una fuerte incidencia de la garúa durante la estación seca (ver "Otros factores climáticos" en el párrafo 1). Las precipitaciones anuales están comprendidas entre 1.000 mm y 2.000 mm en la sub-zona costanera y entre 600 y 2.500 mm en la sub-zona interior. (Cuadro 7).

Los vestigios de vegetación natural son escasos, de difícil acceso y localizados en la fachada litoral que recibe un aporte de humedad adicional; los principales macizos restantes son la parte occidental de la cordillera de Colonche y las colinas tierra adentro de Muisne. Esta zona ha sido desmontada para el establecimiento de pastos y de cultivos, con un marcado predominio de las plantaciones perennes en la sub-zona con garúa. Los bosques vestigios estan sometidos a una explotación poco intensa para madera de construcción (algunos *Moraceae, Cedrela, Cordia*) y para leña.

Cuadro 7. Características climáticas de sitios en la zona húmeda

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.
San Plácido	SPL	30	1.460	24,4	1.485	7-8	575
El Anegado*	EAN	350	1.045			(8)	
Olmedo*	OLM	60	1.740			(7)	
Pichilingue	PIC	120	2.110	24,1	1.255	5-6	420
M. J. Calle	MJC	50	2.640	25,1	1.295	5	295
Zaruma	ZAR	1.150	1.370	22,0	1.035	6	410

San Plácido y El Anegado: estaciones de la sub-zona con fuerte garúa, ubicadas al centro y al Sur de la sub-zona respectivamente

Olmedo, Pichilingue, Manuel J. Calle y Zaruma: estaciones de la sub-zona sin garúa

Olmedo: parte más occidental de la sub-zona

Pichilingue: parte central

M.J. Calle: parte oriental, cerca del piedemonte

Zaruma: estación de valle de la parte Sur

El bosque primario es denso, siempre verde y mucho más rico en especies por la aparición de grupos sistemáticos más mesófilos; entre estas familias podemos citar las Arecaceae (*Astrocaryum, Phytelephas, Ynesa*), las Araceae, las Cyclanthaceae *(Carludovica)*, las Piperaceae *(Piper)*; otras familias tienen más representantes en esta zona que en las zonas más secas tales como las Moraceae *(Brosimum, Clarisia, Poulsenia, Pseudolmedia)* y los helechos con especies arborescentes en particular. Las lianas (Aristolochiaceae, Menispermaceae, Vitaceae) y las epífitas (Araceae, Orchidaceae, Piperaceae y helechos) también se vuelven más abundantes. Además de los géneros arborescentes ya citados, también podemos mencionar *Apeiba* (Tiliaceae), *Cedrela* (Meliaceae), *Celtis* (Ulmaceae) *Cordia* (Boraginaceae), *Terminalia* (Combretaceae).

Las especies arborescentes de las formaciones secundarias también son más numerosas; aparecen representantes de los géneros *Cecropia* (Moraceae), *Inga* (Mimosaceae), *Ochroma* (Bombacaceae). Los arbustos de las formaciones secundarias pertenecen a las familias de los Caesalpiniaceae, Euphorbiaceae, Malvaceae y Piperaceae. En las coberturas vegetales herbáceas aparecen plantas altas y de grandes hojas (Araceae, Maranthaceae, Musaceae).

2.1.5. La zona muy húmeda

Definida por 1 a 4 meses secos por año, ha sido igualmente dividida en dos partes, una con frecuentes coberturas nubosas , la otra sin este aporte adicional de humedad. La primera corresponde a las estribaciones de los Andes mientras que la segunda ocupa un arco de círculo en el tercio norte de la región costanera. Las precipitaciones observadas van de 2.000 a 4.000 mm por año. (Cuadro 8).

Cuadro 8. Características climáticas de sitios en la zona húmeda

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.
Borbón	BOB	30	2.120	25,6	1.455	2	90
Luz de América*	LAM	350	2.830	25,6	1.455	(4)	90
Tandapi*	TAN	1.500	2.220	(20,0)	(875)	(2)	(50)
San Pedro*	SPE	6	2.925			(1-2)	
La Concordia	LCO	360	3.300	23,6	1 190	3	80
Cachaco*	CAC	710	2.440	(23,4)	(1.160)	(1)	(40)

Borbón, Luz de América y Tandapi: estaciones de la zona con cobertura nubosa importante, ubicadas a orillas del mar, al pie de las vertientes y en las primeras pendientes respectivamente

San Pedro, La Concordia y Cachaco: estaciones de la zona sin cobertura nubosa importante ubicadas a orillas mar (San Pedro), en la parte central (La Concordia) y en las primeras pendientes (Cachaco)

Los bosques de esta zona estan muy degradados, primeramente por la explotación forestal para madera de construcción (Burseraceae, Meliaceae y Myristicaceae entre otros), luego por el desmonte para la instalación de pastos y en forma accesoria de cultivos, sobre todo de plantaciones permanentes. Las formaciones naturales están restringidas a tres localizaciones principales: los relieves más altos tierra adentro de Muisne, la alta cuenca del río Santiago y las primeras estribaciones occidentales de los Andes, esencialmente en las partes septentrional y central.

Es en esta zona en donde los bosques densos siempre verdes tienen su mayor desarrollo: los árboles alcanzan los tamaños más grandes, la estratificación del bosque es la más compleja con varios estratos arbóreos, arbustos, numerosas lianas y epífitas, y existe la mayor diversidad florística; a parte de algunas epífitas, las plantas de esta zona ya no presentan características xéricas. Entre los árboles, las nuevas especies pertenecen a los géneros *Bactris, Euterpe, Iriartea, Socratea* (Arecaceae), *Brownea* (Caesalpiniaceae), *Chlorophora* (Moraceae), *Chrysophyllum, Pouteria* (Sapotaceae), *Dacryodes, Protium* (Burseraceae), *Dialyanthera, Iryanthera, Virola* (Myristicaceae), *Grias, Lecythis* (Lecythidaceae), *Guarea, Trichilia* (Meliaceae), *Huberodendron, Matisia, Pachira, Quararibea* (Bombacaceae), *Hyeronima, Sapium* (Euphorbiaceae), *Nectandra* (Lauraceae). Los arbustos del sotobosque corresponden a los géneros *Casearia* (Flacourtiaceae), *Erythroxylon* (Erythroxylaceae), *Genipa, Psychotria, Palicourea, Warsczewitzia* y otras Rubiaceae, *Herrania* (Sterculiaceae), *Rinorea* (Violaceae), *Siparuna* (Monimiaceae) y a las familias de las Annonaceae, Dichapetalaceae, Melastomataceae, Ochnaceae. Las epífitas son abundantes sobre todo en la sub-zona con frecuentes coberturas nubosas; los helechos y las orquídeas son las más frecuentes y se pueden mencionar además representantes de las familias de los Araceae, Cyclanthaceae, Gesneriaceae, Moraceae, Pipe-

raceae. Las lianas, herbáceas y leñosas, así como los arbustos sarmentosos se encuentran en las familias de las Apocynaceae, Bignoniaceae, Cucurbitaceae, Connaraceae, Malpighiaceae, Marcgraviaceae, Mimosaceae, Sapindaceae. El estrato herbáceo se reduce a pequeñas Arecaceae (*Geonoma*), algunas Acanthaceae, Commelinaceae, Poaceae, Rubiaceae, Selaginellaceae; está más desarrollado en las manchas de luz con *Piper* (Piperaceae), *Heliconia* (Musaceae) y gramíneas de hojas anchas.

Las formaciones arborescentes secundarias se componen de *Cassia* (Caesalpiniaceae), *Cecropia* (Moraceae), *Ochroma* (Bombacaceae), *Inga* (Mimosaceae), *Solanum* (Solanaceae). Entre los arbustos se encuentran las Caesalpiniaceae y las Solanaceae acompañadas de Asteraceae, Euphorbiaceae, Malvaceae, Phytolaccaceae, Piperaceae, Urticaceae. Algunas especies lianescentes pertenecen a las familias de las Cucurbitaceae, Passifloraceae.

2.1.6. La zona hiper-húmeda

Cubre el ángulo nor-este del litoral y toda la región amazónica y se define por la ausencia de meses secos.

Los suelos, por lo general empobrecidos por lixiviación (precipitaciones anuales de 2.500 a 6.500 mm, Cuadro 9), las dificultades de acceso por falta de infraestructura, las difíciles condiciones climáticas y sanitarias han limitado el impacto del hombre y permitido conservar, en los dos macizos, amplios sectores con una cobertura vegetal primaria. La ocupación humana, aunque antigua, había sido, hasta la mitad de este siglo, muy discreta; no es sino recientemente cuando esta zona ha visto llegar flujos de inmigrantes originarios de otras regiones del país y la cobertura vegetal fue objeto de una fuerte explotación forestal (Burseraceae, Meliaceae y Myristicaceae entre otros), así como de desmontes para reemplazarla esencialmente por pastos y secundariamente por plantaciones permanentes. Los importantes macizos intactos son los de la vertiente pacífica que cubre aproximadamente las cuencas de los ríos Cayapas, Santiago, Cachabí y Mataje y el macizo amazónico que subsiste lejos de las carreteras y principales ríos.

Cuadro 9. Características climáticas de sitios en la zona hiper-húmeda

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.
Cayapas	CAY	75	3.920	25,8	1.500	0	0
Puyo	PUY	990	4.410	21,1	915	0	0
Putumayo	PUT	230	3.310	25,3	1.420	0	0

Cayapas : estación de la región costanera

Puyo y Putumayo: estaciones de la región amazónica, la primera ubicada en las estribaciones de los Andes y la segunda en la llanura

Los bosques densos siempre verdes de esta zona presentan características similares a los de la zona anterior; por lo general, se admite que los árboles son más densos pero que su tamaño es menor; entre las dos zonas, las diferencias florísticas serían reducidas pero importantes entre los dos macizos, occidental y oriental. Estas impresiones de varios botánicos sólo podrán ser confirmadas o negadas cuando dispongamos de los resultados de los estudios realizados actualmente.

2.1.7. Las formaciones azonales

Están vinculadas con condiciones particulares; sólo presentaremos las que están relacionadas con la proximidad del mar o con excesos de agua dulce, ignorando los demás casos como las paredes rocosas secas o los suelos con fertilidad muy baja.

Los manglares y sus partes tierra adentro

Estas formaciones vegetales, aunque estrictamente ligadas con las condiciones térmicas de la zona intertropical, son totalmente independientes de los regímenes de humedad (se las encuentra dentro tanto de zonas muy húmedas como de zonas muy secas); por otra parte, para su instalación y permanencia, necesitan la presencia de factores particulares: aluviones finos, inundaciones periódicas por las mareas, presencia de sal.

El Ecuador cuenta con varios macizos de manglar en las desembocaduras de sus mayores ríos; el más importante es el del Sur del país que comprende el estero del Guayas, una parte de la isla Puná y toda la costa hacia la frontera peruana; se encuentran macizos más pequeños en los esteros del Chone, de los ríos del Norte y en la bahía de

Cojimíes. Estas formaciones han sido tradicionalmente explotadas para la obtención del tanino y de madera de construcción del mangle; más recientemente empezó su desmonte para reemplazarlas por camaroneras. Los principales manglares que subsisten son los de la región de Borbón-San Lorenzo, del estuario del Guayas y de las islas de la provincia de El Oro.

Se trata de una formación arbórea densa y siempre verde, independientemente de la zona climática. Las principales adaptaciones a este medio consisten en hojas a menudo coriáceas y en raíces ya sea aéreas (ramificaciones que crecen hacia arriba, emergiendo del suelo y que permiten la respiración del sistema radicular) y raíces zancudas (ramificaciones que brotan del tronco y que permiten un buen asentamiento de los árboles en un substrato mueble). La especie más abundante es *Rhizophora mangle* (Rhizophoraceae); otras menos importantes son *Avicennia nitida* (Avicenniaceae), *Conocarpus erectus* y *Laguncularia racemosa* (Combretaceae).

Tierras adentro, una franja de vegetación sigue estando bajo la influencia de las aguas marinas, pero en menor grado que los manglares; se trata de zonas episódicamente inundadas por las mareas más fuertes. Estas formaciones vegetales presentan diferencias según la zona de humedad en la cual se encuentran. A lo largo de los manglares del Sur del país, es decir en las zonas más secas, la vegetación que los bordea es llamada "salitral"; se trata de llanuras a veces estrechas, con suelos compactos y alcalinos y con una cobertura vegetal muy abierta. Luego de una transición en donde se encuentran algunas especies de los manglares, pero con tamaños mucho más reducidos, se llega a una vegetación herbácea o sub-frutescente con plantas halófilas (plantas adaptadas a un medio salado) y muchas veces crasuláceas (plantas con órganos, por lo general las hojas, carnudos y saturados de agua) de los géneros *Atriplex* y *Salicornia* (Chenopodiaceae), *Portulaca* (Portulacaceae), *Mesembryanthemum* y *Sesuvium* (Aizoaceae). Estas tierras, inpropias a la agricultura han sido utilizadas en gran medida para el establecimiento de camaroneras y para la expansión desordenada de asentamientos precarios; por lo tanto, la cobertura vegetal natural es extremadamente reducida.

Los manglares del Norte, que se encuentran en una zona muy húmeda y en donde los aportes de agua dulce provenientes de los ríos superan aquellos de agua salada por las mareas excepcionales, están bordeados por una vegetación arborescente caracterizada por la presencia de *Mora* (Caesalpiniaceae), *Pellicera* (Theaceae), *Pterocarpus* (Fabaceae) y *Symphonia* (Clusiaceae) (Freire, 1968). Gracias a las condiciones pantanosas y a la baja presión demográfica en estas zonas, las formaciones vegetales estan poco afectadas.

Otras formaciones vegetales litorales

Las partes altas de las playas arenosas tienen una vegetación original con *Heliotropium curassavicum* (Boraginaceae), *Ipomoea pes caprae* (Convolvulaceae), Cyperaceae y Poaceae. Antes de llegar a las formaciones vegetales de tierra firme, se cruza una matorral de *Maytenus* (Celastraceae), *Scutia* (Rhamnaceae).

Los bosques pantanosos

En las regiones muy húmedas del litoral, estos bosques temporalmente inundados presentan una composición floristica particular marcada por *Calophyllum*, *Symphonia* (Clusiaceae), *Campnosperma* (Anacardiaceae), *Carapa* (Meliaceae), *Dialyanthera* (Myristicaceae), *Mora* (Caesalpiniaceae) y *Pachira* (Bombacaceae) (Freire, 1968). Se observa la similitud entre estos bosques y las formaciones de transición de los manglares lo que indica perfectamente el reducido impacto de las aguas saladas en el Norte de la región litoral.

En la región amazónica, los bosques inundados bajo alturas de agua de poca importancia se caracterizan por la abundancia de un tipo de palmera, *Mauritia*, a la cual vienen a añadirse *Symphonia* y *Vismia* (Clusiaceae); con mayores profundidades de agua, los bosques de "igapo" están dominados por *Macrolobium* (Caesalpiniaceae) acompañada, como especies secundarias, por representantes de los géneros *Eschweilera* (Lecythidaceae) y *Coussapoa* (Moraceae) (Brandbyge & Azanza, 1982).

Lagos y lagunas

Son numerosos en este piso en donde predominan las llanuras. En la región litoral, están ubicados en zonas desmontadas y, desde tierra firme hacia el agua libre, se encuentra, en la tierra humedecida pero no inundada, un borde de *Eleocharis* y demás Cyperaceae, *Thalia* (Maranthaceae) y *Typha* (Typhaceae); en una reducida profundidad de agua, un cinturón con *Echinodorus* (Alismataceae), *Neptunia* (Mimosaceae); en las aguas libres, plantas arraigadas, *Nymphea* (Nympheaceae) o flotantes, *Eichhornia* (Pontederiaceae), *Lemna* (Lemnaceae), *Limnocharis* (Limno-

charitaceae), *Pistia* (Araceae), *Salvinia* (Salviniaceae) o incluso sumergidas *Ceratophyllum* (Ceratophyllaceae), *Najas* (Najadaceae) (Bravo & Balselv, 1985).

A estas se pueden añadir las formación ripícolas de las orillas desmontadas, que comportan sobre todo una gramínea muy alta, *Gynerium*, a la cual se mezclan a veces algunos *Costus* (Zingiberaceae) y *Heliconia* (Musaceae).

2.1.8. Las Islas Galápagos

En el archipiélago de Galápagos, se vuelve a encontrar la correspondencia entre zonas de humedad y grandes formaciones vegetales pero, debido a la pobreza florística de estas islas, al fuerte endemismo y a la juventud de los substratos, las coberturas vegetales presentan algunas diferencias con las del continente (Cuadro 10).

Cuadro 10. Características climáticas de sitios del archipiélago de Galápagos

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.
Estación Darwin	EDA	5	365	23,7	1.190	12	835
Asilo La Paz*	ALP	310	805			(6-9)	
Bellavista	BEL	160	1.075	21,7	1.020	7	115
Pampa Mía*	PMI	500	1.810			(0)	(0)

Estación Darwin : isla Santa Cruz, estación a orillas del mar, zona árida

Asilo La Paz: isla Santa María (Floreana), transición entre zona seca y zona húmeda

Bellavista: isla Santa Cruz, zona húmeda

Pampa Mía : isla San Cristóbal, zona hiper-húmeda

La zona árida comprende formaciones similares a las descritas anteriormente, bosques claros de Mimosaceae y de *Bursera*, matorrales de *Waltheria*, *Croton*, *Scutia* y formaciones gramineas estacionales. *Jasminocereus*, cactus colonario endémico, así como especies endémicas del género *Opuntia*, son frecuentes en esta zona.

La zona muy seca se caracteriza por un bosque denso, deciduo, en donde predomina *Bursera* a la que se asocian especies arborescentes secundarias como *Erythrina* y *Piscidia* (Fabaceae); las formaciones vegetales menos evolucionadas son matorrales con *Cordia, Tournefortia* (Boraginaceae), *Croton* (Euphorbiaceae), *Lantana* (Verbenaceae), *Macraea* (Asteraceae). *Opuntia* todavía está presente en esta zona.

La zona seca está cubierta por un bosque denso, semi-decíduo cuya especie arborescente predominante varía según las islas; *Pisonia* (Nyctaginaceae) y *Psidium galapageium* (Myrtaceae) son los árboles más frecuentes, pero *Zanthoxylum* (Rutaceae) o *Sapindus* (Sapindaceae) pueden predominar localmente. Las especies arbustivas presentes, ya sea en el sotobosque o en matorrales, son las de la zona anterior a las cuales se añaden *Chiococca, Psychotria* (Rubiaceae).

La zona húmeda también posee una composición variable según las islas; el bosque denso siempreverde que la caracteriza está dominado por las especies mesófilas del género endémico *Scalesia* (Asteraceae); en ausencia de estas especies, *Zanthoxylum* marca la vegetación de esta zona. Las especies arbustivas pertenecen a los géneros *Acnistus* (Solanaceae), *Darwiniothamnus* (Asteraceae) y *Tournefortia* (Boraginaceae). Aparecen las primeras epífitas vasculares, *Peperomia* (Piperaceae) en particular. La vegetación de esta zona así como la de la parte más alta de la zona seca esta muy degradada por la influencia directa o indirecta del hombre, desmonte para pastos y cultivos y sobre todo la invasión de especies introducidas (*Cedrela odorata*-Meliaceae, *Cinchona succirubra*-Rubiaceae, *Eugenia jambos, Psidium guajava*-Myrtaceae, *Lantana camara*-Verbenaceae, *Rubus*-Rosaceae) que, por su agresividad, tienden a reemplazar a las formaciones vegetales autóctonas. La introducción de animales domésticos que a menudo escaparon del control del hombre contribuyen igualmente a la degradación de las fomaciones vegetales nativas.

2.2. EL PISO INTERMEDIO

Este piso se caracteriza por temperaturas promedio anuales comprendidas entre 13° y 20° y se situa aproximadamente entre los 1.800 y 3.200 m de altitud en el Norte del país y entre los 1.600 y 2.800 m en el Sur. Abarca dos pisos térmicos llamados localmente "sub-tropical" y "templado", lo que introduce una posibilidad de confusión entre

la zonificación latitudinal de los climas y la zonificación altitudinal de las temperaturas; al no existir, en el Ecuador, clima sub-tropical ni templado propiamente dicho, convendría evitar estos términos y reemplazarlos por clima tropical o ecuatorial de altitud intermedia.

Las regiones de este piso se presentan en dos tipos diferentes de localización, las faldas externas de los Andes y las depresiones intra-andinas. La vertiente amazónica de los Andes se ubica enteramente en la zona hiper-húmeda con coberturas nubosas frecuentes; la falda occidental se encuentra en gran parte en la zona muy húmeda. En las depresiones intra-andinas, este piso puede ocupar superficies y posiciones diversas: el fondo de la cuenca (hoyas del Guayllabamba, del alto Pastaza, de Guaranda), una corona de tierras de altitud intermedia (cuenca del Mira), las alturas que delimitan la hoya (valle del Catamayo), la desembocadura del valle en la llanura (cuenca de Chunchi) o todo el ancho de la cordillera (cuencas del Jubones y del Paute). En la región inter-andina, las zonas de humedad varían desde muy húmedo hasta seco.

2.2.1. Las vertientes exteriores de los Andes

Las precipitaciones anuales observadas en algunas estaciones son muy variables y oscilarían entre menos de 1.000 mm en la vertiente occidental de los Andes del Sur del país y casi 4.000 mm en la vertiente oriental (Cuadro 11).

Cuadro 11. Características climáticas de sitios en las vertientes exteriores, piso intermedio

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.
Nanegalito*	NAN	1.610	2.340	(18,2)	(980)	(0)	(0)
El Corazón	ECO	1.500	2.520	17,8	835	4	140
Chillanes	CHI	2.330	940	13,2	660	6	215
Rio Verde	RVE	1.630	3.010	(18,1)	(1.000)	(0)	(0)
Borja*	BOJ	1.740	2.950	(17,5)	(930)	(0)	(0)

Nanegalito, El Corazón y Chillanes : estaciones de la vertiente occidental

Río Verde y Borja: estaciones de la vertiente oriental.

Estas vertientes todavía poseen una cobertura vegetal primaria importante sobre todo en el flanco oriental; la falda occidental, con pendiente relativamente más débil, ya no presenta sino vestigios forestales en las zonas de acceso difícil y de pendientes fuertes estando el resto cubierto principalmente de pastos.

La cobertura vegetal natural está constituida por un bosque denso siempre verde de montaña o un bosque de neblina; los árboles son aun de gran tamaño, por lo menos en las partes más bajas y en las pendientes menos fuertes. Se observa una tendencia a la disminución del tamaño de las hojas con la altitud. Las epífitas son abundantes sobre todo en los bosques de neblina en donde vainas de musgos sirven de soporte a epífitas vasculares. La riqueza florística es importante.

Los árboles inventariados en este piso muestran bien el carácter intermedio de este piso entre el de menor y el de mayor altitud. Se encuentran géneros presentes en el piso inferior *Nectandra, Ocotea* (Lauraceae), *Cedrela, Guarea* (Meliaceae), Moraceae así como representantes de familias del piso de alta montaña *Oreopanax, Schefflera* (Araliaceae), *Clusia* (Clusiaceae), *Hedyosmum* (Chloranthaceae), *Weinmannia* (Cunoniaceae), *Freziera* (Theaceae). Una familia que parece ser propia de este piso es la de las Actinidiaceae con especies del género *Saurauia*; otros géneros, aunque mucho menos difundidos, pueden ser considerados como característicos de las vertientes andinas, *Cinchona* (Rubiaceae), *Ceroxylon, Wettenia* (Arecaceae). Es la abundancia de las Lauraceae y de las Melastomataceae (*Clidemia, Miconia, Tibouchina*) la que marca más claramente la composición florística de los bosques de este piso.

Las formaciones arbóreas y arbustivas secundarias comprenden *Acalypha, Croton* (Euphorbiaceae), *Baccharis, Eupatorium* (Asteraceae), *Bocconia* (Papaveraceae), *Cecropia* (Moraceae), *Cleome* (Capparidaceae), *Fuchsia* (Oenotheraceae), *Phenax* (Urticaceae), *Vismia* (Clusiaceae) así como numerosas Melastomataceae y Solanaceae. Entre las plantas herbáceas, las más características pertenecen a las familias de las Begoniaceae *(Begonia)*, Scrophulariaceae *(Calceolaria)*, Lobeliaceae *(Centropogon, Siphocampylus)* y de los helechos. *Gunnera* (Gunneraceae) con sus enormes hojas orbiculares invade los taludes más húmedos y abruptos.

2.2.2. Las depresiones intra-andinas

Las condiciones climáticas son más variadas en los valles intra-andinos que en las vertientes externas, las precipitaciones varían de 400 a 1.300 mm y las zonas de humedad van desde muy seco a muy húmedo. A las características climáticas de las estaciones seleccionadas, añadimos la zona de humedad a la cual pertenecen (Cuadro 12).

Cuadro 12. Características climáticas de sitios en las vertientes exteriores, piso intermedio

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.	Zona
Vindobona*	VIN	2.270	400	(14,5)	(710)	(11)	(310)	MS
Ambuqui*	AMB	1.880	480	(17,7)	(785)	(8-11)	(305)	S/MS
Riobamba	RIO	2.800	420	13,5	665	9-10	235	S
Mira*	MIR	2.410	630	(14,7)	695	(6-7)	(195)	H
Gualaceo	GUL	2.200	770	17,3	895	3-6	40	MH/H
San Pablo	SPA	2.700	1.040	13,6	665	2	65	MH
Sigsipamba*	SIG	2.230	1.165	(15,7)	(725)	(0-1)	(5)	HH/MH

MS:	muy seco	MH:	muy húmedo
S:	seco	HH:	híper-húmedo
H:	húmedo		

En el callejon andino, ya casi no existe vegetación primaria correspondiente a este piso; el desmonte, a veces antiguo, la ha reemplazado por cultivos esencialmente anuales y pastos. Los escasos remanentes de vegetación corresponden ya sea a reservas particulares muy excepcionales o a vegetaciones muy secundarizadas localizadas en las quebradas más profundas. La búsqueda de tierras aptas para el cultivo, la fuerte demanda de leña (que no parece totalmente cubierta por las numerosas plantaciones de *Eucalyptus*) y los rebaños de cabras que pastan en las zonas secas, hacen que los vestigios de vegetación natural no tengan probabilidad alguna de extenderse o mantenerse.

Las zonas muy seca y seca

Las estaciones climáticas y pluviométricas de estas zonas proporcionan precipitaciones promedio anuales que van de 400 a 1.000 mm. No pudimos observar sino un sitio con una vegetación probablemente primaria y la vegetación secundaria que subsiste en estas zonas varía de una hoya a otra.

La del río Mira está marcada por una cobertura localmente continua de varias especies de *Croton* (Euphorbiaceae), de *Dodonea* (Sapindaceae), algunos bosquecillos de Mimosaceae, matas dispersas de cactus (*Cleistocactus, Opuntia*) y por *Jatropha* (Euphorbiaceae).

El fondo de la hoya del Guayllabamba tiene estos mismos componentes, con una variación en las especies de *Opuntia,* pero la cobertura de *Croton* y *Dodonea* es menos densa y las formaciones herbáceas con Poaceae y Asteraceae son importantes. Por su color amarillento, una abundante Bromeliaceae terrestre (*Tillandsia*) destaca claramente del gris-verdoso general de la vegetación. En esta cuenca, se encuentra también un vestigio forestal de grandes *Acacia* (Mimosaceae) asociadas a *Buddleja bullata* (Buddlejaceae), *Caesalpinia tinctorea* (Caesalpiniaceae) y *Tecoma stans* (Bignoniaceae).

En las cuencas de Latacunga y de Ambato, el único árbol es una Caesalpiniaceae (*Tara*) que no se encuentra sino bajo la forma de pies aislados. Los arbustos son sobre todo unas Verbenaceae (*Duranta, Lantana*) con escasos *Croton, Dodonea, Tephrosia* (Fabaceae) y *Solanum; Nicotiana glauca* (Solanaceae) es el arbusto más grande y forma pequeñas poblaciones. Las *Furcraea* (Amaryllidaceae) plantadas marcan el paisaje. Los cactus están ausentes salvo *Opuntia cylindrica* plantado en los límites de las parcelas.

La pequeña zona seca entre Alausí y Chunchi presenta también una vegetación secundarizada con escasas Mimosaceae (*Prosopis*), un cactus colonario no identificado y una maleza más o menos alta de Malvaceae con lianas herbáceas estacionales.

La región de Oña ha sido considerada como representativa de la zona seca del alto valle del río Jubones. La fisonomía es siempre la misma: algunas *Acacia* (Mimosaceae), dos especies de cactus con tallos rastreros, arbustos como *Dodonea* (Sapindaceae), *Lantana* (Verbenaceae) y un estrato herbáceo estacional con algunos elementos perennes (Lamiaceae y una Crassulaceae).

En el valle del río Catamayo, se encuentra la misma estructura pero con algunas diferencias florísticas: Mimosaceae dispersas, un estrato arbustivo dominado por *Croton* (Euphorbiaceae) con algunas Fabaceae (entre las cuales *Indigofera*) y un estrato herbáceo de Fabaceae y Asteraceae. Las Cactaceae son abundantes y muy diversificadas.

Por lo tanto, estas zonas secas presentan fisionomías idénticas y composiciones florísticas similares; las coberturas vegetales son muy secundarizadas y no se puede sino difícilmente aventurarse en una descripción del clímax. Según el tipo de vegetación encontrado en el piso de baja altitud, se podría esperar encontrar aquí bosques semi-deciduos; aparte de algunos vestigios descritos por Emperaire y Arnaud (1987) en el Sur del país y que estarían más bien ubicados en la zona húmeda, no se conocen bosques de este tipo en las depresiones intra-andinas (ver más adelante "zona húmeda"). El bosque vestigio de la cuenca del Guayllabamba podría ser un ejemplo de bosque primario, pero el predominio de Mimosaceae puede también sugerir que se trata de un viejo bosque secundario.

A excepción del valle del Catamayo, estas zonas secas están incluidas al interior de zonas más húmedas y no tienen actualmente conexión alguna con zonas similares de la llanura costanera. Es por eso que resultaría interesante realizar en ellas recolecciones florísticas detalladas que permitirían probablemente evidenciar endemismos provocados por mecanismos similares a los que se mencionaron en el caso de los páramos (ver rasgos generales del clima y vegetación).

La zona húmeda

El rango de las precipitaciones anuales observadas va de 600 a 1.500 mm. Esta zona ocupa franjas más o menos anchas en todas las cuencas mencionadas anteriormente así como el fondo del valle del río Chimbo.

La vegetación primaria no ha sido analizada sino en el Sur del país y por Emperaire y Arnaud (1987). Se trata de un bosque semi-deciduo con árboles de los géneros *Clusia* (Clusiaceae), *Eugenia* (Myrtaceae), *Jacaranda* (Bignoniaceae), *Rapanea* (Myrsinaceae); en esta misma región, se identificaron formaciones secundarias arbustivas con *Cantua* (Polemoniaceae), *Dodonea* (Sapindaceae), *Duranta* (Verbenaceae), *Rapanea, Zanthoxylum* (Rutaceae) y numerosas Asteraceae y Fabaceae.

El bosque semi-deciduo está ausente en las demás regiones de esta zona. Además, en toda la zona, predominan los cultivos, sobre todo de maíz, con árboles, a menudo sembrados, de los géneros *Eucalyptus* (Myrtaceae), *Juglans* (Juglandaceae), *Prunus* (Rosaceae), *Tecoma* (Bignoniaceae); las escasas formaciones secundarias son arbustivas y comportan *Spartium* (Fabaceae), varias Solanaceae (*Cestrum, Solanum*) y Asteraceae, pero el aspecto de estos islotes leñosos recuerda más una formación siempre verde que una formación semi-decidua que podríamos esperar encontrar en estas condiciones hídricas. La presencia de bosques semi-deciduos en la región costanera y en el Sur de la región montañosa, así como su ausencia en la parte central y septentrional de los Andes, pueden sugerir que una duración de estación seca de 4 a 8 meses permite la mantención de una vegetación siempreverde cuando esta sequía se reparte en dos estaciones secas (Andes del Norte y del Centro) pero implica una vegetación semi-decidua cuando la estación seca es única (Sur de los Andes y región costanera).

La zona muy húmeda

Esta zona recibe precipitaciones anuales comprendidas entre 700 y 3.000 mm Aquí también la vegetación natural ha sido reemplazada completamente por cultivos y pastos y los pocos árboles encontrados son más frecuentemente especies sembradas que vestigios de la cobertura vegetal original.

Esta zona de humedad comprende las partes altas de las vertientes y ocupa mayor superficie en los dos pisos siguientes.

2.2.3. Las vegetaciones azonales

Los lagos y lagunas de la región intra-andina están rodeados por un cinturón de altas hierbas *Arundo* (Poaceae), *Scirpus* (Cyperaceae), *Typha* (Typhaceae) y en aguas libres se encuentran *Potamogeton* (Potamogetonaceae). En las zonas menos húmedas, las orillas de los ríos están marcadas por un "bosque galería" de *Salix humboldtiana* (Salicaceae).

En las pendientes desmontadas de las vertientes externas de la porción meridional de los Andes, se encuentran dos formaciones herbáceas altas y relativamente estables, la una dominada por el helecho chontilla (*Pteridium*

aquilinum), y la otra por una gramínea (*Melinis minutiflora*).

2.3. EL PISO ALTO

Este piso térmico cuyo límite inferior varía de Norte a Sur del país de 2.800 a 3.200 m de altitud (límite superior alrededor de 3.600 m) sólo ocupa una estrecha franja en las altas vertientes. Es comparable a la parte superior del piso denominado templado por los autores ecuatorianos, por lo que convendría hacer, en su caso, las mismas observaciones que para el piso anterior.

Las principales zonas de humedad comprendidas en él son la hiper-húmeda con frecuentes coberturas nubosas en la vertiente amazónica de los Andes, la muy húmeda con neblinas en la vertiente pacífica y la muy húmeda en las dos vertientes interiores; las zonas húmeda y seca no ocupan sino superficies reducidas en las altas tierras de la región de Palmira que separan la cuenca de Riobamba del valle del Chanchán (Cuadro 13).

Cuadro 13. Características climáticas de sitios de piso alto

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.	Zona
Cebadas*	CEB	2.930	370	(11,7)	(625)	(10)	(285)	S/MS
Cañar	CAN	3.030	490	10,7	610	8-9	160	S
Angamarca*	ANG	2.970	645	(10,5)	(620)	(5-7)	(150)	H
Pesillo*	HPE	3.120	725	(10,6)	(600)	(5-6)	(105)	H
Achupallas (I)*	ACH	3.160	1.395	(10,4)	(590)	(2)	(25)	MH
Izobamba	IZO	3.060	1.460	10,9	610	2	45	MH
Tulcán	TUL	2.950	970	10,6	605	0-2	15	MH/HH
Las Juntas*	LJU	2.800	1.010	(11,4)	(635)	(0-2)	(15)	MH/HH
Pindilig*	PIN	2.850	1.200	(11,0)	(635)	(0)	(0)	HH
Papallacta	PAP	3.150	1.290	9,4	580	0	0	HH

Angamarca y Achupallas (Imbabura): estaciones de la vertiente occidental

Papallacta y Las Juntas : estaciones de la vertiente oriental

Cebadas, Cañar, Pesillo, Izobamba, Tulcán y Pindilig: estaciones ubicadas en los valles intra-andinos

Las formaciones vegetales climácicas de este piso en las zonas híper-húmeda y muy húmeda son bosques siempreverdes y multi-específicos. Los árboles son de mediano tamaño (del orden de los 20 m), las diversas capas de vegetación muestran una clara estratificación en dos (o más) pisos arbóreos, alto e intermedio, otro arbustivo (o arbóreo bajo) y eventualmente un último herbáceo o arbustivo bajo. Las hojas tienen un tamaño mediano y las características xéricas pueden estar marcadas (hojas coriáceas en *Clethra*-Clethraceae, *Escallonia*-Escalloniaceae, *Eugenia*-Myrtaceae, *Podocarpus*-Podocarpaceae, *Polylepis*-Rosaceae, por ejemplo). entre otras características fisonómicas, debemos señalar la fuerte incidencia de las epífitas (sobre todo musgos y helechos), particularmente marcada en las dos vertientes externas.

Sin embargo, las formaciones forestales han desaparecido prácticamente en los valles intra-andinos y ya no subsisten sino en forma de jirones en las pendientes más fuertes de la vertiente pacífica y sólo consituyen macizos en la vertiente amazónica. Fuera de las zonas utilizadas para pastos y cultivos, se observan formaciones vegetales no forestales, matorrales mixtos o mono-específicos (bambúes enanos del género *Guadua*); en las regiones de difícil acceso, los vestigios forestales son explotados para la extracción de madera de construcción y de leña y algunas especies arborescentes de los bosques de este piso están amenazadas y corren el riesgo de desaparecer.

La originalidad florística de las formaciones de alta montaña consiste sobre todo en la ausencia de representantes de algunas familias de las regiones cálidas, Bignoniaceae, Meliaceae, Mimosaceae, Moraceae, Arecaceae que todavía se encontraban en el piso de altitud intermedia.

2.3.1. Las zonas hiper-húmeda y muy húmeda

Las precipitaciones en estas zonas están comprendidas entre 600 y 3.000 mm por año y están bien repartidas a lo largo del año. La formación vegetal climácica es un bosque siempre verde mixto. Los vestigios ocupan superficies extremadamente reducidas en sitios muy protegidos; el más hermoso macizo que existe al interior de los Andes es el de las pendientes del Tungurahua; las partes altas de las vertientes exteriores presentan aún jirones dispersos de este

bosque que tienden cada vez más a ser reemplazados por pastos extensivos.

Los géneros arborescentes más representativos son *Alnus* (Betulaceae), *Columellia* (Columelliaceae), *Clusia* (Clusiaceae), *Dendropanax, Didymopanax, Oreopanax* (Araliaceae), *Eugenia* (Myrtaceae), *Freziera* (Theaceae), *Hedyosmum* (Chloranthaceae), *Podocarpus* (Podocarpaceae), *Rapanea* (Myrsinaceae), *Vallea* (Elaeocarpaceae). Entre los arbustos del sotobosque, el género *Palicourea* (Rubiaceae) es el más representado y los helechos son las epífitas más abundantes.

Todas estas especies son siempre verdes con la sola excepción de *Vallea*. Los bosques puros de *Alnus* están a menudo localizados en zonas de notoria inestabilidad, lechos mayores de los ríos que pueden ser objeto de graves inundaciones durante las crecidas más violentas así como las fuertes pendientes propicias a deslizamientos de terreno; en estas condiciones, se observa que la población arborescente está conformada por árboles del mismo tamaño, es decir, de la misma clase de edad, característica propia de los bosques pioneros.

La franja alta

En el contacto con las formaciones arbustivas naturales del matorral, el bosque del piso alto presenta una composición florística original marcada esencialmente por la presencia de *Polylepis* (Rosaceae); este árbol con una corteza pardo roja que se desprende por grupos de finas láminas, forma poblaciones mono-específicas y, a menudo, sin regeneración aparente. Se encuentran también géneros propios del matorral como *Weinmannia* (Cunoniaceae) y *Buddleja* (Buddlejaceae) por ejemplo.

Los matorrales de reemplazo

La mayoría de éstos es de origen antrópico y reemplaza al bosque en los sitios fácilmente accesibles, en particular, a lo largo de las carreteras. Es en estas formaciones en donde la reducción del tamaño de las hojas y su esclerificación son más evidentes. En el callejón intra-andino y en las formaciones más bajas, predominan las Ericaceae (*Cavendishia, Gaultheria, Pernettya*, etc.). Las formaciones más altas comprenden especies de los géneros *Baccharis* (Asteraceae), *Brachyotum* y *Miconia* (Melastomaceae), *Clethra* (Clethraceae), *Coriaria* (Coriariaceae), *Embothrium* (Proteaceae), *Fuchsia* (Oenotheraceae), *Myrica* (Myricaceae), *Viburnum* (Caprifoliaceae). Las poblaciones con Lobeliaceae gigantes (*Siphocampylus giganteus*) constituyen una forma espectacular de estos matorrales que recuerdan las matas de *Cleome* (Capparidaceae) del piso de altitud intermedia.

Sin embargo, existe una forma de matorral de origen natural; se trata de las formaciones mono-específicas de *Guadua* (Poaceae Bambusoideae), establecidas en las fuertes pendientes susceptibles a los deslizamientos de terreno, presentadas en el capítulo introductorio y que pueden ser consideradas como azonales.

2.3.2. Las zonas húmeda y seca

La zona húmeda recibe precipitaciones anuales de 600 a 1.200 mm; la vegetación natural es escasa y muy secundarizada. Los arbustos más abundantes son Asteraceae (entre los cuales *Baccharis*), Gesneriaceae, Lamiaceae, Scrophulariaceae (*Lamourouxia*) y Solanaceae.

La zona seca está ubicada en el centro de la región de Palmira y se observan en ella precipitaciones inferiores a los 600 mm por año. Esta sequía climática, conjugada con suelos de baja capacidad de retención de agua (arenas eólicas) se traduce en una vegetación original de este piso. Se trata de una formación herbácea baja y abierta con escasas manchas arbustivas. La fisonomía es la de un páramo empobrecido con plantas rastreras, Euphorbiaceae, Lamiaceae, Fabaceae (*Lupinus, Trifolium*) o en roseta, Asteraceae, Plantaginaceae (*Plantago*); los arbustos son *Nicotiana* (Solanaceae) en los suelos estabilizados y Asteraceae en las arenas todavía movedizas. La vegetación natural ha sido en gran medida reemplazada por plantaciones de pinos para intentar estabilizar las arenas móviles.

La predominancia de las fuertes pendientes no permite la instalación de otras formaciones azonales tales como las que bordean los lagos y lagunas.

2.4. EL PISO MUY ALTO

Las formaciones vegetales de este piso, el matorral arbustivo y el páramo herbáceo, no pudieron ser separados en el mapa adjunto; entre los bosques de alta montaña y el páramo, el matorral sólo forma una muy estrecha franja

discontinua que no puede ser representada a esta escala. Las condiciones térmicas son extremas en ambos casos, frío marcado (promedio anual inferior a 10°), pero con elevadas diferencias cuotidianas de temperatura; las heladas son frecuentes y las precipitaciones nocturnas se realizan muchas veces bajo la forma de nieve que puede persistir durante las primeras horas del día en los niveles más altos del páramo, pero, con cielo despejado, la radiación solar es intensa y la temperatura de las superficies elevada. Las precipitaciones son relativamente importantes (Cuadro 14) y están bien repartidas (superficies reducidas tienen más de 4 meses secos por año) y a esta humedad se añade la aportada por las persistentes neblinas en las vertientes externas. Para completar la descripción de las condiciones climáticas, tenemos que mencionar los violentos vientos en las partes más altas.

Cuadro 14. Características climáticas de sitios de piso muy alto

Estaciones	Código	Alt. m	P. an.	T. an.	E.T.P.	N. M. S.	D. H. A.	Zona
Rio Colorado*	RCO	3.850	570	(5,4)	(535)	(7)	(145)	H
Rio Pita	RPO	3.870	1.060	5,6	530	0-3	20	MH/HH
Cotopaxi	ERC	3.560	1.190	8,0	560	0	0	HH

A pesar de factores de humedad aparentemente muy favorables, con precipitaciones y neblinas frecuentes (precipitaciones entre 1.000 y 2.000 mm en las zonas hiper-húmeda y muy húmeda), las plantas de este piso muestran a menudo características morfológicas propias de vegetales expuestos a condiciones hídricas desfavorables, tamaño reducido, epidermis velluda o con espesa cutícula brillante, así como follaje reducido. La microfilia y la esclerofilia son tendencias habituales de las plantas de alta montaña y están relacionadas con fuertes presiones climatológicas y edafológicas (Guillaumet 1983). Para entender estas manifestaciones, hay que considerar los momentos de cielo despejado e intensa radiación solar y el hecho de que la vegetación está necesariamente adaptada a las condiciones más desfavorables del lugar en donde se desarrolla.

2.4.1. El matorral

Es una formación arbustiva, baja y siempre verde en donde resulta difícil distinguir una estratificación de los leñosos. El uso común de esta palabra no se refiere sino a la fisonomía de la formación vegetal y no tiene conotación florística alguna; hay que subrayar que este término introducido por los españoles era utilizado originalmente para designar, en su país, los matorrales mediterráneos (landas, breñales), que no poseen ninguna afinidad florística con los matorrales andinos.

Las condiciones climáticas están marcadas por el frío y la fuerte humedad. Las formaciones no perturbadas son muy densas, con arbustos ramificados desde la base y con un dosel cerrado; la altura mínima es del orden del metro. Localmente, subsisten árboles con alturas reducidas (aproximadamente 5 m), troncos tortuosos y ramificaciones bajas. Todos los leñosos de cierto tamaño están cubiertos por epífitas en los troncos y las principales ramificaciones.

El límite superior es nítido y se traduce en una apertura de la cobertura leñosa y la aparición de gramíneas, familia prácticamente ausente en el matorral. Algunas especies arbustivas o arbóreas del matorral pueden estar incluidas en los páramos, tanto en la zona de transición, el sub-páramo, como en condiciones particulares, las quebradas, por ejemplo.

El límite inferior no es tan nítido y al interpretar las fotografías aéreas, el bosque y el matorral se distinguieron por el tamaño del grano en las imágenes, es decir por el tamaño de las coronas o implícitamente por la altura de la vegetación (Gondard 1984). Cuando se puede ver en el campo la transición natural del bosque al matorral (en la falda oeste del volcán Tungurahua, por ejemplo), se observa, efectivamente, una disminución del tamaño de los árboles así como la aparición, en el sotobosque, de especies arbustivas del matorral; el estrato arborescente se torna más abierto y, luego de una zona de transición relativamente estrecha, ya no subsisten sino los arbustos del matorral.

La secuencia natural bosque-matorral-páramo, normalmente observada yendo hacia las altitudes superiores, puede estar totalmente alterada por la acción del hombre y por las diferentes capacidades de recuperación de estas formaciones, siendo las herbáceas (páramo) más agresivas que las formaciones leñosas.

Hay que distinguir dos tipos de matorral (excluyendo los de reemplazo como definidos en el capítulo anterior) según su posición geográfica; al parecer los matorrales de las vertientes interiores de las dos cordilleras poseen una originalidad florística más marcada que los de las vertientes externas. Estos últimos no serían sino el límite altitudinal del bosque de neblina con individuos esmirriados, pero sin cambios profundos de la composición florística. En

cambio, los escasos vestigios forestales del interior del corredor andino no constituyen bosques de neblinas y los matorrales que les suceden poseen una composición florística original.

Finalmente, en la provincia de Loja, se encontraron matorrales de baja altura, con una menor densidad de arbustos y con características xéricas aún más marcadas.

La existencia de estas formaciones está gravemente amenazada por la presencia humana, sobre todo en las faldas internas. En las regiones con fuerte densidad de población, el matorral ha desaparecido totalmente siendo reemplazado por cultivos de altura, papa, cebada, haba, etc... o por pastos. En las zonas menos pobladas, las coberturas arbustivas intactas sólo subsisten en refugios naturales, fuertes pendientes, quebradas o en conos de deyección no desmontados por ser impropios para la agricultura debido a su gran contenido de piedras. Los matorrales no desmontados pueden verse sometidos a la tala para la obtención de leña. Los matorrales mejor conservados son los de la vertiente amazónica en donde la presión demográfica es menor.

El matorral de las vertientes intra-andinas

Ya no existen sino bajo la forma de jirones dispersos y sólo raramente se puede observar el contacto natural entre el bosque y el matorral. Es denso y presenta claras características xeromorfas; las hojas son pequeñas, coriáceas, con cutículas brillantes, la pilosidad es variable pero raramente muy importante y los arbustos son a veces espinosos (*Berberis*-Berberidaceae, *Hesperomeles*-Rosaceae).

Entre los arbustos más grandes y que pueden tener a veces aspecto de árboles, los más importantes son *Escallonia* (Escalloniaceae), varias especies de *Miconia* (Melastomaceae), Rosaceae de los géneros *Hesperomeles* y *Polylepis*, algunas Proteaceae (*Embotryum*), unos *Buddleja* (Buddlejaceae), *Weinmannia* (Cunoniaceae); *Brachyotum* (Melastomaceae), Asteraceae como *Barnadesia* y numerosos Ericaceae son representantes de formas arbustivas más bajas. En estos estratos leñosos se encuentran epífitas, sobre todo musgos y helechos, aunque también Angiospermas como *Peperomia* (Piperaceae) y algunas orquídeas; lianas herbáceas estan también presentes, *Bomarea* (Alstroemeriaceae), *Mutisia* (Asteraceae) y una Apocynaceae entre otras. El estrato herbáceo está prácticamente ausente y sólo se encuentra en los espacios pantanosos.

En su lindero, el matorral, así como el bosque del piso alto, está marcado por la presencia de *Fuchsia* (Oenotheraceae) y *Calceolaria* (Scrophulariaceae).

El matorral de las vertientes externas

Es muchas veces inexistente incluso en zonas en donde no se puede sospechar la intervención del hombre. Frecuentemente se observa una estrecha cortina de especies arbustivas altas entre el bosque del piso alto y el páramo. Se trata muchas veces de Asteraceae del páramo y no se encuentran sino pocas veces las especies características de los matorrales intra-andinos como *Escallonia* y *Hesperomeles*.

El matorral seco del Sur

En la provincia de Loja se puede observar, en la ubicación normal del matorral de transición, es decir justo por debajo del páramo, formaciones arbustivas originales menos densas y menos altas que los matorrales del Norte y del centro del país; se pueden adelantar algunas hipótesis para explicar esta originalidad: una mayor presión demográfica habría conducido a una marcada secundarización; la ausencia de cenizas volcánicas podría ser un factor edáfico de diferenciación; la mayor intensidad de la estación seca justificaría esta fisonomía claramente más xérica. La presencia en estos matorrales de *Margyricarpus* (Rosaceae) y la abundancia de las Ericaceae, arbustos netamente pioneros o cicatriciales (Luteyn 1985), serían argumentos para una secundarización; por otra parte, las condiciones particulares del suelo y del clima serían responsables de una mayor fragilidad de estas formaciones y de la dificultad de su regeneración.

El matorral degradado

Cuando el matorral ha sido muy degradado por el hombre, presenta un aspecto similar al del matorral de reemplazo descrito en el capítulo "piso alto". Las Asteraceae del género *Baccharis* predominan; las Proteaceae, en particular en el Sur del país, también son un componente importante de estas formaciones. En las zonas más húmedas, una Capparidaceae del género *Cleome* puede formar importantes poblaciones; en las zonas un tanto más

secas o con suelos poco desarrollados, predominan las Ericaceae. Las especies encontradas en los linderos del matorral, *Fuchsia* y *Calceolaria* también adquieren mayor importancia. Un facies original de estas formaciones secundarias es el matorral de mora (*Rubus*) a veces mezclada con otras lianas como *Passiflora* (Passifloraceae) o *Bomarea*. Se puede anotar sobre todo la sensible disminución del número de Solanaceae, familia fundamental de las formaciones secundarias de los pisos inferiores.

Los matorrales de montaña de Galápagos

En las vertientes húmedas, expuestas al Sur, de algunas islas, la transición del bosque a las formaciones herbáceas tambien se realiza por medio de una franja arbustiva densa. Según las islas, esta formación es claramente individualizada, muy discreta o totalmente inexistente. Están descritas en este capítulo debido a algunas similitudes (fisonomía de la vegetación, situación en transición entre el bosque y una formación herbácea, zona climática con menos de 4 meses secos al año), aunque la altitud en la cual se presentan sea sensiblemente inferior (aproximadamente 500 m en vez de 3.600 m).

En dos islas, San Cristóbal y Santa Cruz, esta formación se distingue muy claramente gracias al predominio de un arbusto endémico, *Miconia robinsoniana* (Melastomataceae) que es prácticamente la única especie leñosa de este matorral, siendo las demás principalmente helechos terestres. Estos matorrales están fuertemente degradados por el paso del ganado y los incendios; *Miconia* sólo tiene un reducido poder de regeneración y esta zona está invadida progresivamente por pastos o especies leñosas introducidas, guayabo, quina o *Cedrela*.

En la isla de Santiago se encuentran, en manchas en las pampas herbáceas, macizos de matorral que no presentan la originalidad florística de aquellos de *Miconia*; las especies arbustivas que los conforman son *Psychotria rufipes* (Rubiaceae), *Tournefortia rufo-sericea*, *Cordia scouleri* (Boraginaceae) y *Zanthoxylum fagara* (Rutaceae). Los arbustos son muy ricos en epífitas, numerosos musgos y helechos, algunos *Lycopodium*, Piperaceae y Orchidaceae.

En las islas que poseen la altitud suficiente como para permitir el desarrollo de formaciones herbáceas de montaña, no se encuentra franja arbustiva claramente definida; en algunos casos, Pinta y Fernandina, las formaciones en que predomina *Solanum erianthum* (Solanaceae) podrían ser consideradas como el equivalente a los matorrales de *Miconia*. En el caso del volcán Alcedo de la isla Isabela, se podría atribuir este papel a *Scalesia microcephala* (Asteraceae), *Tournefortia* y *Zanthoxylum*; en otros casos, volcanes Sierra Negra y Cerro Azul del Sur de la isla Isabela, no se puede distinguir ninguna formación arbustiva entre los bosques y las praderas de altitud.

2.4.2. El páramo

El páramo, a veces llamado "pajonal", es una formación vegetal natural herbácea, siempre verde, relacionada con temperaturas bajas y condiciones hiper-húmedas. La fisonomía está esencialmente dada por las gramíneas; las plantas leñosas, representadas por arbustos de tamaño reducido sólo desempeñan un papel secundario.

Los límites naturales de esta formación son, hacia arriba, el piso mineral o de las nieves y, hacia abajo, formaciones leñosas densas, arbóreas o arbustivas, bosque del piso alto o matorral. El límite bajo no parece ser siempre un límite natural; en efecto, en las vertientes interiores de los Andes, la formación arbustiva del matorral está muchas veces reemplazada por cultivos; cuando estos son abandonados, la reconstitución de la cobertura vegetal se realiza preferentemente mediante una formación herbácea que incluye numerosos componentes del páramo, y el matorral parece regenerarse con mucha mayor dificultad.

El estado de conservación de los páramos es muy variable: vegetación intacta, recorrido de borregos o bovinos (actividad que se acompaña de quemas para favorecer el rebrote de una hierba más tierna), cosecha de paja de *Stipa ichu* (Poaceae) para techos o combustible, invasión de gramíneas introducidas, desmonte (labranza) para el cultivo o "re"forestación con pinos. Estas actividades, aparte la ganadería extensiva, son relativamente limitadas.

Los trabajos de Van der Hammen (1988) en Colombia evidenciaron los desplazamientos altitudinales del límite entre las vegetaciones arbórea y herbácea en las altas tierras andinas durante las últimas glaciaciones. Durante los períodos glaciares, el páramo no sólo se desplazó hacia abajo, sino que también fue limitado a una delgada franja localmente interrumpida por lenguas de bosques y localizada entre las formaciones leñosas y los glaciares; durante los períodos inter-glaciares, la zona de los páramos ganó en altitud y en importancia. Estos movimientos altitudinales permitieron seguramente la reunión y la separación periódicas de los macizos de páramo en donde pudieron producirse alternativamente la mezcla de genes y la especiación en un territorio aislado. El páramo, tal como lo conocemos

actualmente, resulta ser, por lo tanto, una formación vegetal natural que existió antes de la aparición del hombre en el continente y la opinión de algunos botánicos de principio de siglo (tales como Benoist, 1935b) que afirmaban que los páramos deben ser considerados como una vegetación secundaria, no puede aplicarse sino a las partes más bajas que han sido sometidas al cultivo o al pastoreo.

Es una formación vegetal que parece ejercer una fuerte atracción en los botánicos, ya que ha sido objeto de una mayor cantidad de muestras de herbario recolectadas en comparación con los demás tipos de vegetación del Ecuador. Se han señalado diferencias florísticas entre los páramos de las cordilleras Oriental y Occidental así como especies que parecerían endémicas de algunos páramos; además de las variaciones provenientes de la fitogeografía, se puede anotar la existencia de facies relacionadas con condiciones particulares, suelos bien drenados y suelos pantanosos, relativa sequía, contactos con los límites altitudinales o degradación más o menos avanzada.

Páramo en suelos bien drenados

Se trata de una formación densa, con predominio de las gramíneas, que se encuentra en las pendientes de los pisos altitudinales bajos e intermedios de los páramos. Las gramíneas más representativas forman matas densas de 0,4 a 1 m de altura, *Stipa, Calamagrostis*. Otras menos abundantes pertenecen a los géneros *Agrostis, Festuca, Paspalum, Poa*; las matas de *Cortaderia* se identifican fácilmente debido a su altura. Las Cyperaceae están prácticamente ausentes. Entre las matas de gramíneas o en los espacios un tanto abiertos, se encuentran otras plantas herbáceas: erguidas como *Lycopodium* (Lycopodiaceae), *Castileja* (Scrophulariaceae), *Gentiana, Gentianella* y *Halenia* (Gentianaceae), de porte postrado como algunos *Geranium* (Geraniaceae), *Nototriche* (Malvaceae), *Alchemilla* (Rosaceae) o *Lupinus* y otras Fabaceae, en roseta como *Eryngium humile* (Apiaceae), *Valeriana rigida* (Valerianaceae), *Werneria disticha* (Asteraceae) y hasta una liana herbácea del género *Vicia* (Fabaceae). Las plantas en roseta más altas pertenencen al género *Puya* (Bromeliaceae). Los helechos pueden estar representados por numerosas especies, en particular en los páramos del Norte del país. Las epífitas no tienen sino una baja incidencia y son sobre todo musgos y líquenes.

Las plantas leñosas no están excluidas pero son claramente menos abundantes que en las facies de transición descritas más adelante. El arbusto más común es *Hypericum* (Hypericaceae); la familia mejor representada entre estos leñosos de tamaño pequeño, es la de las Asteraceae con numerosas especies de los géneros *Baccharis, Chuquiragua, Displostephium, Loricaria, Senecio*. En las profundas quebradas o al pie de barrancos se mantienen muchas veces bosques densos; las especies más frecuentes son las de los bosques del piso alto y del matorral (Rosaceae de los géneros *Polylepis* y *Hesperomeles*).

Páramos pantanosos

En los fondos de los valles, en los rellenos, se encuentran formaciones particulares asociadas a suelos esponjosos y saturados de agua. La vegetación es más baja y más abierta, las gramíneas son menos importantes y aparecen *Carex* (Cyperaceae) y *Juncus* (Juncaceae). Las plantas leñosas son poco abundantes, a menudo agrupadas en manchas en los pequeños relieves; los géneros más importantes son *Hypericum, Senecio, Loricaria* y unas Ericaceae. Los musgos son importantes, en particular *Sphagnum*, y cubren el suelo. El aspecto frecuentemente rojo de estas formaciones proviene de la abundancia de un *Lycopodium*. Las plantas en almohadilla son otro componente de estas formaciones en suelos mal drenados; la más frecuente es *Plantago rigida* (Plantaginaceae).

Páramos secos

Se pueden señalar algunos páramos que se distinguen por condiciones climáticas más secas, dos en la cordillera occidental, uno al pie del Chimborazo, otro cerca del Quilotoa, y un tercero al pie del Cotopaxi, en la cordillera oriental; estos tres sitios están en la vertiente interna de las cordilleras, es decir, protegidos de las masas de aire húmedo del Pacífico o de la Amazonía y las precipitaciones pueden ser estimadas en 600 mm por año. Sin embargo, en los tres casos, la relativa sequía climática está acompañada por otros factores de degradación: intensa erosión eólica en la parte seca del páramo del Chimborazo, importante población humana (y ovina) en el del Quilotoa y suelos muy arenosos con baja capacidad de retención de agua en el del Cotopaxi.

En los tres casos, la relativa sequía se manifiesta por una disminución de la altura y de la densidad de la cobertura vegetal. En el Cotopaxi, la altura de las plantas no alcanza los 5 cm y los *Lupinus* (Fabaceae), *Bartsia* y *Castileja* (Scrophulariaceae), *Plantago* (Plantaginaceae), *Ephedra* (Ephedraceae), así como las gramíneas, presentan formas enanas; los espacios entre estas plantas están ocupados por un liquen (*Stereocaulon*). En las planicies que bordean al

Quilotoa, el suelo está desnudo entre las delgadas matas dispersas de gramíneas; la planta leñosa característica de esta zona, *Margyricarpus setosus* (Rosaceae), no alcanza sino 10-20 cm de alto. En el Chimborazo, la erosión eólica sólo deja algunos montículos, vestigios del suelo original, cuando éste está fijado por matas de gramíneas, arbustos o plantas en almohadilla; entre estos montículos, el substrato de arenas gruesas está totalmente desnudo.

Límite inferior de los páramos

La franja más baja del páramo, algunas veces llamada "sub-páramo", tiene una fisonomía y una composición florística variable según la formación vegetal inmediatamente inferior en altitud.

Cuando el contacto se realiza con el bosque o el matorral, el sub-páramo está marcado por una fuerte presencia de arbustos que forman a veces pequeñas manchas densas en la vegetación herbácea. Las especies son las citadas a propósito de las formaciones en suelos drenados, pudiéndose añadir a esta lista *Ribes* (Saxifragaceae), *Berberis* (Berberidaceae), *Gynoxis* (Asteraceae) y algunas Ericaceae.

Cuando faltan las formaciones leñosas, se oberva una inter-penetración de las especies del páramo con especies introducidas. La especie introducida más espectacular es *Rumex acetosella* (Polygonaceae), que invade los antiguos sembríos de papa. Por lo general, el contacto se realiza con pastos y las plantas alóctonas más frecuentes son Poaceae introducidas de los géneros *Anthoxanthum, Dactylis, Holcus, Lolium,* etc.

Límite superior de los páramos

Esta parte del páramo, llamada localmente "supra-páramo" realiza la transición hacia las zonas sin vegetación; se recolectaron plantas vasculares por encima de los 5.000 m de altitud. Esta transición se realiza no solamente mediante una progresiva disminución de la densidad de la vegetación sino que también por cambios graduales de la composición florística. La cobertura vegetal pierde altura, las gramíneas en macollos son reemplazadas progresivamente por especies con pocos tallos por pie: *Agrostis, Bromus, Poa*. Las leñosas son más escasas y ya sólo subsisten algunos pies ralos de *Chuquiragua* y *Loricaria* (Asteraceae). Las formas enanas y en roseta abundan: *Werneria, Erigeron y Senecio* (Asteraceae), *Draba* (Brassicaceae), *Nototriche* (Malvaceae), *Viola* (Violaceae), *Geranium* (Geraniaceae). Otro grupo de especies ha desarrollado pilosidades importantes *Espeletia, Culcitium* (Asteraceae), *Lupinus alopecuroides* (Fabaceae). También se puede observar un aumento de la frecuencia de las plantas en almohadilla.

Páramos de almohadillas

Ya hemos visto que los páramos pantanosos y los supra-páramos pueden caracterizarse por una fuerte proporción de plantas en almohadilla. Esta forma se encuentra en otros lugares, zonas fuertemente pastadas o pisoteadas, tierras removidas, lo que permite suponer la existencia de un vínculo entre la presencia de una alta densidad de almohadillas y la degradación del páramo climácico. En tales zonas, la alfombra gramínea es discontinua y a veces inexistente. Las almohadillas pueden ocupar una proporción importante de la superficie del suelo pero nunca lo cubren totalmente. Los arbustos son escasos y algunas porciones de suelo están a veces al desnudo.

Las almohadillas son de toda clase, flojos o bien firmes, en forma de bola o de galleta, pequeñas o grandes (no es raro encontrar un diámetro de 1 m), de una sola o de varias especies. Las principales especies que forman almohadillas son : *Plantago rigida, P. tubulosa* (Plantaginaceae), *Gentianella cerastoides* (Gentianaceae), *Distichia muscoides* (Juncaceae), varias especies de *Azorella* (Apiaceae), *Geranium* (Geraniaceae), *Werneria, Hypochaeris* (Asteraceae).

Variantes geográficas

Los páramos del Ecuador se encuentran en la unión de dos provincias fitogeográficas diferentes; a falta de un estudio global sobre la repartición de las especies no se puede dar sino indicaciones fragmentarias. Por la presencia y la abundancia de *Espeletia hartwegiana* (Asteraceae) en los páramos del Carchi, las formaciones más septentrionales del país se acercan a los páramos de Colombia (Cleef 1981, Guhl 1982) y Venezuela.

En la introducción, se señaló la existencia de un corte en la composición florística de los páramos en el nivel del nudo de Cajas. Al Sur de este límite, aparecen especies nuevas tales como *Roupala brachybotrys, Embothrium grandiflorum, E. mucronatum* (Proteaceae), así como un género endémico de Ericaceae, *Befaria*. De acuerdo con las

listas de gramíneas publicadas por Acosta-Solís (1969 y 1984) de los principales páramos, se pueden anotar diferencias entre las dos cordilleras; en el género *Calamagrostis* por ejemplo, las especies *C. heterophylla* y *C. rigescens* serían propias de la Cordillera Occidental mientras que las especies *C. intermedia, C. macrophylla* y *C. recta* estarían restringidas a la Cordillera Oriental.

"Pampas" de Galápagos

El término "pampa" es utilizado en Galápagos para designar toda extensión herbácea; sólo existen pocas analogías con las pampas del Sur del continente. Esta formación es abordada aquí por las mismas razones y con las mismas observaciones que en el caso del matorral de *Miconia*. Las condiciones de humedad son comparables con las de los páramos continentales, menos de 4 meses secos al año, y el modo de distribución de las precipitaciones durante el año es del tipo costa pacífica. Los vientos también son violentos, particularmente durante la segunda mitad del año.

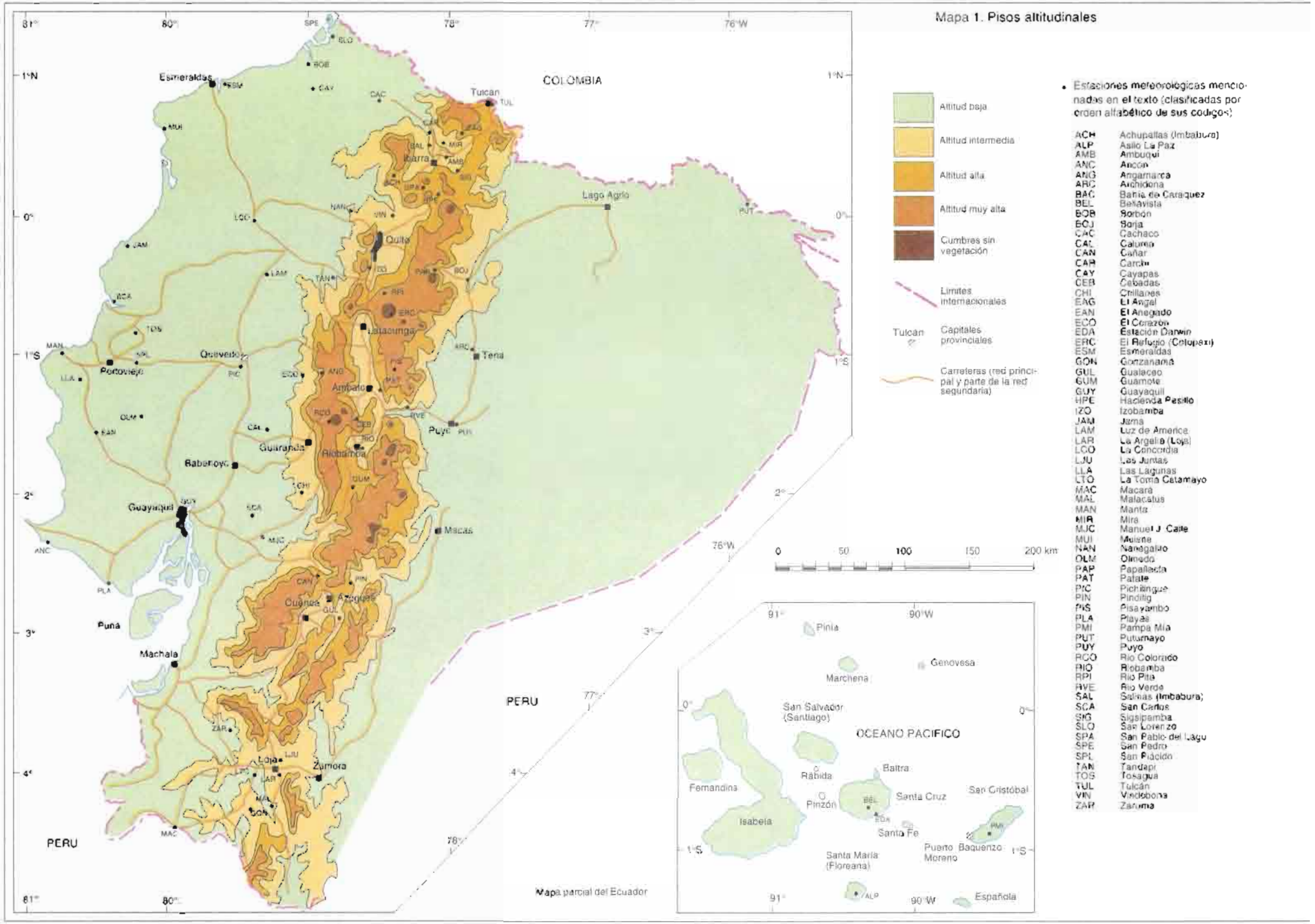
Están bien desarrolladas en Santa Cruz, San Cristobal, Santiago y en la parte sur de Isabela, ubicándose preferentemente en las vertientes Sur, expuestas a los vientos húmedos cargados de lluvias y de garúa. Son formaciones naturales cuyo límite inferior es, ya sea el matorral de *Miconia* ,o bosques de *Scalesia* o *Zanthoxylum*. Este límite inferior está casi siempre perturbado por la acción del hombre o de animales introducidos; como las formaciones leñosas se regeneran más difícilmente que las herbáceas, se puede constatar una invasión de la zona de matorral o de bosque, por parte de las pampas.

La cobertura vegetal es casi siempre cerrada, esencialmente herbácea y de altura reducida. Las gramíneas son predominantes y pertenecen a los géneros *Aristida, Digitaria, Panicum, Paspalum, Sporobolus*. La especie leñosa de mayor tamaño (1 a 4 m) es un helecho arborescente, *Cyathea waetherbyana*, que no se encuentra sino en lugares protegidos. Las demás especies leñosas son de tamaño pequeño, poco numerosas y, para mostrar cierta semejanza florística con los páramos del continente, se puede anotar que las únicas especies de dos familias características de los páramos se encuentran en las pampas, *Hypericum uliginosum* (Hypericaceae) y *Pernettya howellii* (Ericaceae). Sin embargo, no se encuentra la abundancia de las especies de las Asteraceae, ya que el único representante de esta familia es *Darwiniothamnus tenuifolius*; los pequeños arbustos más frecuentes son del género *Sida* (Malvaceae). Prosiguiendo con la comparación, se observa también la ausencia de las formas en almohadilla y la poca frecuencia de las formas en roseta (*Plantago major*). Las herbáceas no gramíneas son más importantes en las pampas que en los páramos y de varias familias, Acanthaceae, Apiaceae, Asteraceae, Fabaceae, Lamiaceae, Malvaceae, Oenotheraceae, Rubiaceae, Verbenaceae. En los lugares más húmedos los helechos y las Cyperaceae cobran mayor importancia.

Formaciones azonales

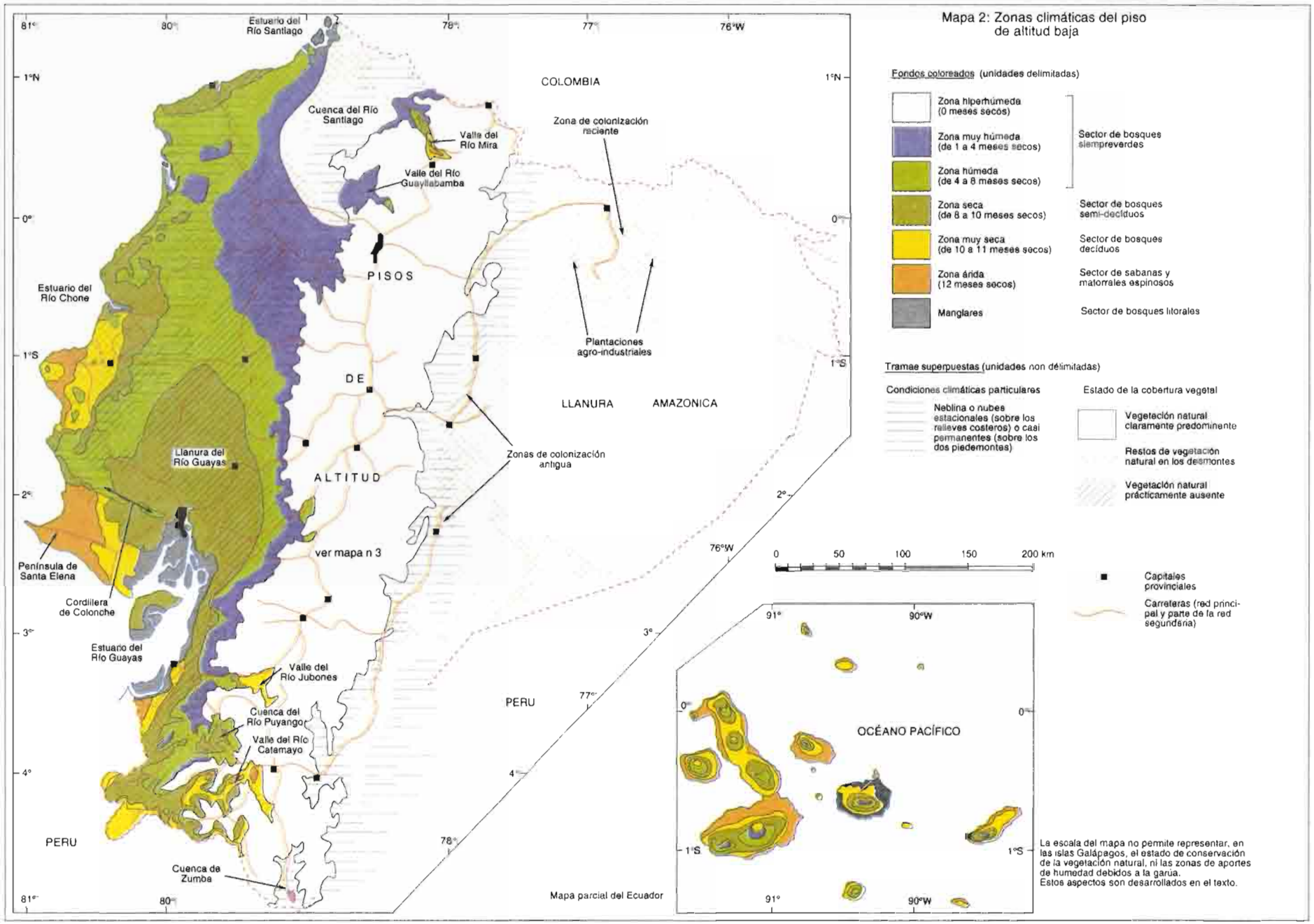
Se trata esencialmente de la vegetación de los lagos. Se encuentran, en particular, *Isoetes* (Isoetaceae) con rosetas de hojas estrechas que emergen del fango; existen también *Elodea* (Hydrocharitaceae) y *Myriophyllum* (Haloraginaceae).

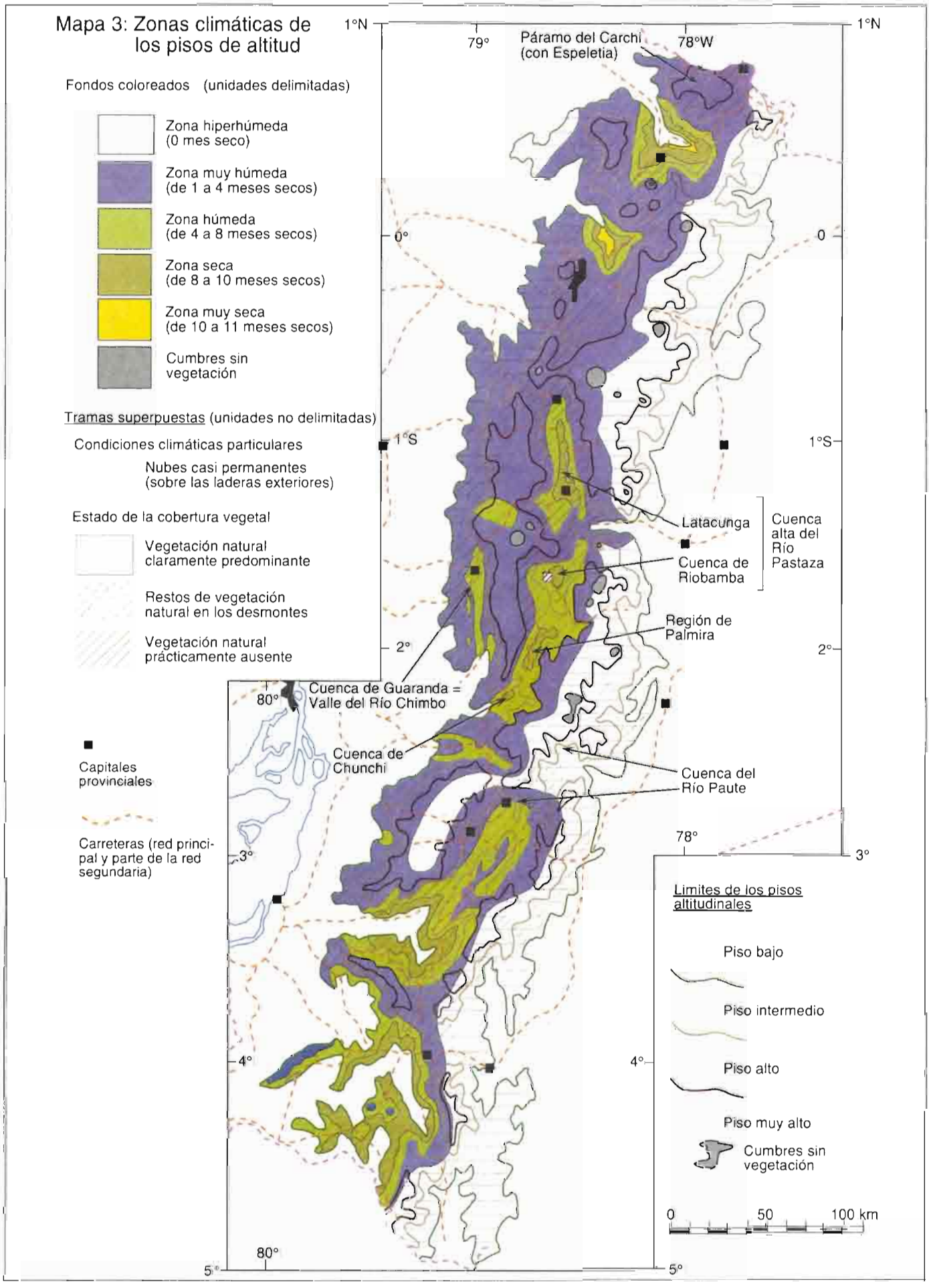
Mapa 1. Pisos altitudinales



- Estaciones meteorológicas mencionadas en el texto (clasificadas por orden alfabético de sus códigos)

ACH	Achupallas (Imbabura)
ALP	Asilo La Paz
AMB	Ambuquí
ANC	Ancón
ANG	Angamarca
ARC	Archidona
BAC	Bahía de Caráquez
BEL	Bellavista
BOB	Borbón
BOJ	Borja
CAC	Cachaco
CAL	Calumá
CAN	Cañar
CAP	Carchi
CAY	Cayapas
CEB	Cebadas
CHI	Chillanes
EAG	El Ángel
EAN	El Anegado
ECO	El Corazón
EDA	Estación Darwin
ERC	El Refugio (Cotopaxi)
ESM	Esmeraldas
GON	Gonzanamá
GUL	Gualaceo
GUM	Guamote
GUY	Guayaquil
HPE	Hacienda Pesillo
IZO	Izobamba
JAM	Jama
LAM	Luz de América
LAR	La Argelia (Loja)
LCO	La Concordia
LJU	Las Juntas
LLA	Las Lagunas
LTO	La Toma Catamayo
MAC	Macará
MAL	Malacatos
MAN	Manta
MIR	Mira
MJC	Manuel J. Calle
MUI	Muisne
NAN	Nanegalito
OLM	Olmedo
PAP	Papallacta
PAT	Patate
PIC	Pichilingue
PIN	Pindilig
PIS	Pisayambo
PLA	Playas
PMI	Pampa Mía
PUT	Putumayo
PUY	Puyo
RGO	Río Colorado
RIO	Riobamba
RPI	Río Pita
RVE	Río Verde
SAL	Salinas (Imbabura)
SCA	San Carlos
SIG	Sigsipamba
SLO	San Lorenzo
SPA	San Pablo del Lago
SPE	San Pedro
SPL	San Plácido
TAN	Tandapi
TOS	Tosagua
TUL	Tulcán
VIN	Vindobona
ZAR	Zaruma


Mapa 2: Zonas climáticas del piso de altitud baja
Fondos coloreados (unidades delimitadas)
Zona hiperhúmeda (0 meses secos)
Zona muy húmeda (de 1 a 4 meses secos)
Zona húmeda (de 4 a 8 meses secos)
Zona seca (de 8 a 10 meses secos)
Zona muy seca (de 10 a 11 meses secos)
Zona árida (12 meses secos)
Manglares
Sector de bosques siempreverdes
Sector de bosques semi-deciduos
Sector de bosques deciduos
Sector de sabanas y matorrales espinosos
Sector de bosques litorales
Tramas superpuestas (unidades non délimitadas)
Condiciones climáticas particulares
Neblina o nubes estacionales (sobre los relieves costeros) o casi permanentes (sobre los dos piedemontes)
Estado de la cobertura vegetal
Vegetación natural claramente predominante
Restos de vegetación natural en los desmontes
Vegetación natural prácticamente ausente
0 50 100 150 200 km
Capitales provinciales
Carreteras (red principal y parte de la red secundaria)
COLOMBIA
PERU
PERU
PISOS
DE
ALTITUD
LLANURA AMAZONICA
Estuario del Río Santiago
Cuenca del Río Santiago
Valle del Río Mira
Valle del Río Guayllabamba
Zona de colonización reciente
Plantaciones agro-industriales
Zonas de colonización antigua
Estuario del Río Chone
Llanura del Río Guayas
Península de Santa Elena
Cordillera de Colonche
Estuario del Río Guayas
Valle del Río Jubones
Cuenca del Río Puyango
Valle del Río Catamayo
Cuenca de Zumba
ver mapa n 3
OCÉANO PACÍFICO
Mapa parcial del Ecuador
La escala del mapa no permite representar, en las islas Galápagos, el estado de conservación de la vegetación natural, ni las zonas de aportes de humedad debidos a la garúa. Estos aspectos son desarrollados en el texto.


Mapa 3: Zonas climáticas de los pisos de altitud
Fondos coloreados (unidades delimitadas)
Zona hiperhúmeda (0 mes seco)
Zona muy húmeda (de 1 a 4 meses secos)
Zona húmeda (de 4 a 8 meses secos)
Zona seca (de 8 a 10 meses secos)
Zona muy seca (de 10 a 11 meses secos)
Cumbres sin vegetación
Tramas superpuestas (unidades no delimitadas)
Condiciones climáticas particulares
Nubes casi permanentes (sobre las laderas exteriores)
Estado de la cobertura vegetal
Vegetación natural claramente predominante
Restos de vegetación natural en los desmontes
Vegetación natural prácticamente ausente
Capitales provinciales
Carreteras (red principal y parte de la red segundaria)
1°N
79°
Páramo del Carchi (con Espeletia)
78°W
0°
1°S
2°
80°
Cuenca de Guaranda = Valle del Río Chimbo
Cuenca de Chunchi
3°
4°
5°
Latacunga
Cuenca de Riobamba
Cuenca alta del Río Pastaza
Región de Palmira
Cuenca del Río Paute
78°
Limites de los pisos altitudinales
Piso bajo
Piso intermedio
Piso alto
Piso muy alto
Cumbres sin vegetación
0
50
100 km

Capítulo 4

CARACTERÍSTICAS HIDROGRÁFICAS E HIDROLÓGICAS DE LOS GRANDES ÁMBITOS MORFOCLIMÁTICOS DEL ECUADOR

Pierre Pourrut
ORSTOM

1. FACTORES CONDICIONANTES DE LA RED HIDROGRÁFICA Y DE LOS REGÍMENES HIDROLÓGICOS

Los ríos están estrechamente relacionados con el contexto geográfico: relieve y grado de alteración de las rocas, clima y cobertura vegetal; todo se combina para conformar los rasgos distintivos de la hidrología. Cada uno de ellos constituye el resultado global y sutil de las características de la región que drena, nada refleja mejor que ellos el conjunto de las realidades climáticas, orográficas, geológicas y biogeográficas que caracterizan a sus cuencas hidrográficas.

Aunque no debemos minimizar la influencia de agentes como la geología (particularmente las características litológicas tales como el grado de dureza o de impermeabilidad de las rocas, así como los grandes sistemas de fallas o fracturas), o la vegetación (papel de la cobertura vegetal en la protección de las pendientes y en el establecimiento de los términos del balance hídrico, principalmente de la evapotranspiración y del escurrimiento superficial), no cabe duda de que los dos factores más directamente responsables del trazado y de la densidad de la red hidrográfica, así como de las variaciones y de la abundancia de los regímenes hidrológicos, son el relieve y la pluviosidad. Sin embargo, debemos desde ahora formular el siguiente postulado: ríos, orografía y lluvias no son agentes independientes sino que, por el contrario, presentan una fuerte correlación por interacciones complejas en donde causas y efectos están estrechamente entrelazados.

Es así como el relieve determina las características físicas y morfométricas de la red hidrográfica (conjunto más o menos denso de riachuelos, ríos o lechos fluviales), que asegura el drenaje de una superficie delimitada por líneas divisorias de aguas, llamada cuenca vertiente o cuenca hidrográfica. El libre desarrollo del escurrimiento producido por las lluvias se une a éste para definir la dirección de los flujos, la forma y la densidad de los drenes, así como la pendiente longitudinal del cauce. Los valores de ésta condicionan, evidentemente, la dinámica erosiva, lo que permite discernir una primera interdependencia: debido a la constante búsqueda de su perfil de equilibrio, los ríos, agentes principales de la degradación de las tierras, que transportan y depositan, constituyen uno de los elementos fundamentales de la morfogénesis y del modelado de los paisajes. Esto resulta particularmente cierto en el Ecuador debido a:

- una historia geodinámica extremadamente compleja, revelada por la gran diversidad de las formaciones geológicas, sobre todo las de origen volcánico, cuya dureza varía considerablemente según se trate de volcanismo fisural (coladas de lava muy dura de tipo basáltico o andesítico), o explosivo (acumulación por vía eólica de cenizas y de polvos relativamente blandos, de tipo cangahua);
- la intensidad de la orogénesis y el carácter reciente de algunos de sus paroxismos, lo que se traduce en diferentes reactivaciones erosivas y en una red hidrográfica joven, todavía en plena evolución.

Además de la íntima relación que existe entre los caudales y las características físicas y morfométricas de la cuenca de alimentación, resulta evidente, por otra parte, que las cantidades de agua que transitan por los ríos, así como sus variaciones a lo largo del año, están directamente subordinadas a los totales pluviométricos y a la distribución de las lluvias. Estas últimas dependen, claro está, de factores planetarios, como la circulación atmosférica

general o la presencia de corrientes oceánicas, pero también están condicionadas por el contexto físico local. Esto permite identificar una segunda interdependencia: a las condiciones pluviométricas de conjunto que, en el Ecuador, se rigen por las reglas climáticas propias de las zonas de baja latitud (desplazamiento periódico del FIT, regímenes de los alisios, etc.), y están sometidas a la influencia de corrientes oceánicas (desplazamiento de la corriente fría de Humboldt, alteraciones climáticas ocasionadas por el fenómeno del Niño), se añade el efecto de la cordillera de los Andes que desempeña un papel preponderante en la génesis, el aislamiento y la repartición de masas de aire cuyas características influyen en la formación de las precipitaciones. Al ser responsable de toda una secuencia altitudinal de topoclimas, así como de fuertes gradientes pluviométricos en las laderas expuestas a los vientos húmedos dominantes, pero también al servir de pantalla ante las influencias oceánicas y amazónicas y crear así zonas abrigadas más secas, la formidable barrera de orientación meridiana constituida por los Andes origina la individualización de tres grandes regiones naturales que forman tres grandes conjuntos climáticos: la región litoral, la región andina y la región amazónica que poseen regímenes de lluvias muy diversos y en donde los totales pluviométricos anuales fluctúan entre 100 y 6.000 mm.

Debido a la diversidad que caracteriza sus principales factores condicionantes, podemos encontrar redes hidrográficas con formas y extensiones muy variadas, así como múltiples regímenes hidrológicos. Estos muchas veces sólo pueden ser individualizados por procesos sencillos en la parte alta de las cuencas de alimentación ya que, más abajo, el régimen no es representativo del lugar en donde es observado; los fenómenos registrados son entonces el fruto de la integración de los diferentes regímenes unitarios de las zonas atravesadas aguas arriba.

2. PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LAS REDES HIDROGRÁFICAS Y CLASIFICACIÓN DE LOS REGÍMENES HIDROLÓGICOS

Acabamos de hablar de las dificultades encontradas para definir, en la parte baja de los ríos, regímenes hidrológicos que no sean compuestos. Por otra parte, así como en el caso de los climas y como lo señalaron R. Arlery, H. Grisollet, B. Guilmet (1973): "para tener una utilidad práctica, una clasificación sólo puede partir de datos sencillos o por lo menos fácilmente accesibles, para llegar a un cuadro que sea a la vez suficientemente general, (para permitir comparar regímenes que tengan numerosos rasgos en común) y, sin embargo, bastante detallado (para diferenciar los regímenes que están separados solamente por algunas características más o menos importantes)".

Pese a estos factores limitantes, se pudo definir un número razonable de grandes clases de regiones hidrológicas, apoyándose en la clasificación del régimen de los ríos propuesta por M. Parde (1961), adaptada al caso específico del Ecuador. Esta última se basa en dos criterios más o menos relacionados, siendo el uno la naturaleza y el origen de las aguas altas (pluviales, provenientes de las nieves, de los glaciares o mixtas), y el segundo la simplicidad o la complejidad de la variación anual de los caudales (regímenes sencillos con un solo máximo, traduciendo un solo modo de alimentación, regímenes mixtos bajo la influencia de varios modos de alimentación y regímenes complejos correspondientes a las influencias muy variadas observadas río abajo).

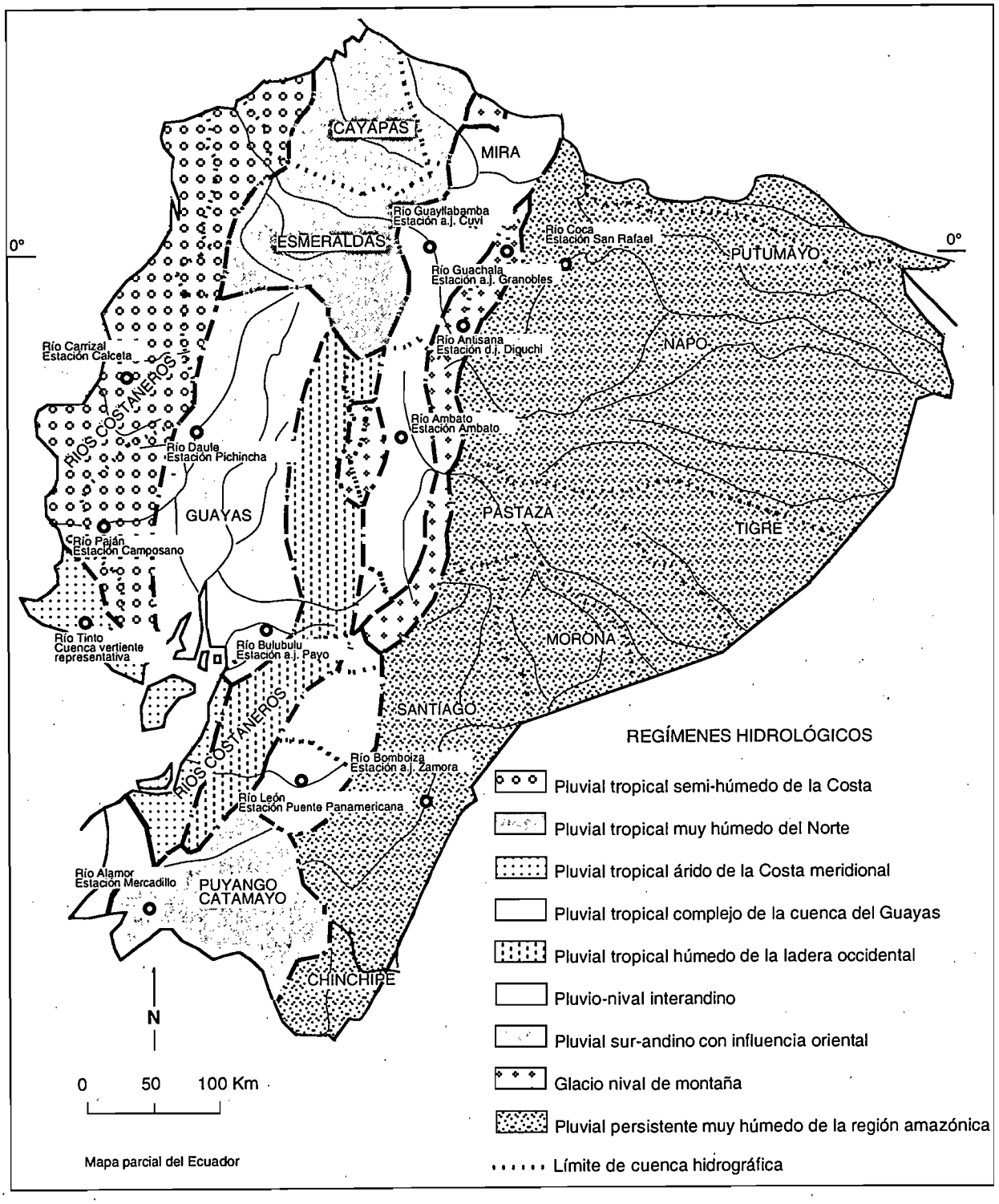
Describiremos a continuación las principales características de las nueve grandes clases de redes y de regímenes representadas en la Fig. 1.

Como representativas de cada una de las clases, se escogieron ciertas estaciones hidrográficas. En el cuadro 2 se presentan los valores característicos y los módulos correspondientes. Además, los histogramas de las figuras 2 a 14 ilustran la distribución mensual de los caudales observados en dichas estaciones.

2.1. RÉGIMEN PLUVIAL TROPICAL SEMIHÚMEDO DE LA COSTA

Atañe a las altas colinas de Mache, la cuenca de Muisne, los altos relieves dominantes del Manabí septentrional (cordilleras de Jama, Coaque y Chindul), la depresión central de Chone-Portoviejo, la cordillera sur y la ladera occidental del río Daule (cerros de Colonche). Pese a que las pluviometrías anuales disminuyen de norte a sur y de este a oeste, 2.000 mm en el extremo noreste e inferiores a 500 mm en el cabo San Lorenzo y en la franja costanera meridional, todas presentan una característica común: su irregularidad interanual. Es así como el coeficiente de variación interanual K3 (relación entre las lluvias con frecuencia decenal húmeda y seca), es superior a 3 y puede alcanzar 5. Una de las causas de esta variabilidad es sin duda alguna el fenómeno del Niño cuyas precipitaciones elevadas son responsables de crecidas a veces catastróficas. Son los principales agentes del modelado de los valles porque provocan un fuerte sobrecavado y una esporádica pero muy rápida evolución de los perfiles transversales y longitudinales de los ríos.

Fig. 1. Regímenes hidrológicos



Elaboración: P. Pourrut

Los regímenes son de tipo tropical con un máximo único centrado en el mes de marzo para los ríos que corren hacia el oeste y un poco más tardío, en abril, para los que corren hacia el este; en cuanto al mínimo, se presenta en diciembre y muchas veces, debido a la ausencia total de precipitaciones, se acerca mucho y hasta puede alcanzar el estiaje absoluto, (Fig. 2 y 3).

Mientras que en las partes altas de las cordilleras los módulos anuales pueden aproximarse a 30 l/s/km^2, éstos disminuyen progresivamente a medida que nos acercamos al litoral , en donde la mayoría de los riachuelos sólo tienen un escurrimiento intermitente y en donde los módulos anuales son siempre inferiores a 10 l/s/km^2. Para

conocer mejor las características hidrológicas de los flujos y las relaciones lluvia/escurrimiento, se instaló una cuenca vertiente representativa en el río Banchal, en la parte alta del río Paján. Esta cuenca de 155 km² permitió obtener resultados particularmente importantes durante las precipitaciones extraordinarias del Niño 1982-83, que alcanzaron puntualmente cerca de 2.500 mm mientras que la pluviometría anual es del orden de 800 mm. Resulta útil presentar algunos de los valores observados:

- la lámina de agua escurrida durante el año alcanzó 835 mm, o sea un coeficiente de escurrimiento del 37 %, siendo observada la mayor parte entre enero y julio: lámina escurrida de 710 mm y coeficiente de escurrimiento superior al 44 %;
- durante los seis primeros meses del año, se registraron 50 crecidas, entre las cuales 3 tuvieron un pico de caudal superior a 100 m³/s, siendo observado el máximo el 11 de marzo: 320 m³/s es decir 2.060 l/s/km².

Es interesante anotar el papel importante que desempeñan la geología y las aguas subterráneas en el mantenimiento de los caudales de estiaje. Es el caso del río Ayampe; pese a lluvias bajas o nulas en verano, su escurrimiento permanente encuentra su origen en la pluviosidad mucho más importante de la cuenca alta, localizada en la cordillera de Chongón-Colonche, en donde las formaciones geológicas muy fracturadas conforman un camino privilegiado para la infiltración: gracias a esta red de fracturas, las aguas pluviales, que se encuentran así en carga hidráulica, alimentan constantemente la parte baja de la cuenca. Comparándola con las zonas aledañas, la baja llanura aluvial tiene una vegetación mucho más frondosa y da la falsa impresión de gozar de una pluviosidad más elevada de lo que es en realidad.

2.2. RÉGIMEN PLUVIAL TROPICAL MUY HÚMEDO DE LA COSTA SEPTENTRIONAL

Atañe a la cuenca de Borbón-Valdez, las laderas noroccidentales y la alta cuenca meridional del río Esmeraldas (ríos Quinindé y Blanco). En estas zonas, las pluviometrías son muy elevadas, superiores a 3.000 mm y pueden sobrepasar 5.000 mm en algunos años; están bien repartidas a lo largo del año con un máximo relativo de febrero a abril, y un mínimo relativo de septiembre a diciembre.

Pese a la falta de datos, ya que las medidas realizadas son todavía insuficientes para establecer las relaciones altura/caudal, podemos adelantar que los módulos específicos son importantes, del orden de 80 l/s/km², y que los estiajes están bien sostenidos, sobrepasando siempre 20 l/s/km².

Los cauces de los ríos, bien marcados en la falda occidental de la cordillera, van tomando cada vez más la forma de meandros a medida que se acercan a la llanura costanera, en donde reina una vegetación muy densa; al alcanzar la zona marítima con manglares, se vuelven divagantes con fenómenos de captura en aguas altas.

Insistimos en el hecho de que esta zona sufre de una gran deficiencia de información porque la densidad de la red es muy insuficiente, y los datos de observación tienen una calidad a veces dudosa. Es la razón por la cual no se puede por ahora presentar una serie completa de caudales que se refieran a una sola estación hidrométrica, y los pocos resultados señalados anteriormente provienen de datos dispersos.

2.3. RÉGIMEN PLUVIAL TROPICAL ÁRIDO DE LA COSTA MERIDIONAL

Este reina en la península de Santa Elena, la Isla Puná y la franja costanera de la provincia de El Oro.

La pluviosidad, siempre inferior a 500 mm y apenas superior a 100 mm en la punta de Salinas, determina un sistema fluvial cuyo flujo es exclusivamente temporal, ya que la mayoría de los ríos pueden permanecer secos durante varios años seguidos. Sólo precipitaciones muy fuertes provocan flujos, sobre todo las que producen el fenómeno del Niño. Con el fin de cuantificar dichos flujos, se instaló una cuenca vertiente representativa de 69,3 km²

Cuadro 1. Observaciones pluviométricas en Salinas

1982			1983									
O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	AÑO
11,8	1,4	6,0	402,2	198,2	304,8	606,8	734,4	501,2	66,2	0	0	2833

en el río Tinto. Entre octubre de 1982 y septiembre de 1983, un intenso fenómeno del Niño provocó precipitaciones y escurrimientos verdaderamente excepcionales (Fig. 4). Para estimar la frecuencia de estos eventos se analizó la serie de observaciones pluviométricas registradas en la estación de Salinas, cuyos valores presentamos a continuación: (Ver Cuadro 1)

Al comparar estos datos con la serie anteriormente disponible (no incluida), y al ajustar las leyes de distribución más adaptadas, Galton para las lluvias anuales y Pearson III para las lluvias mensuales, se obtuvieron frecuencias extremadamente raras (F. Burbano & al., 1987). Los períodos de retorno son:

- superiores a 5.000 años para la totalidad del período;
- comprendidos entre 500 y 1.000 años para los meses de mayo y junio;
- comprendidos entre 100 y 250 años para los meses de enero, abril y julio.

En lo que atañe a las precipitaciones diarias, 33 de ellas fueron superiores o iguales a la lluvia anual anteriormente calculada, 8 superiores a la lluvia decenal y 2 a la lluvia centenal (222,6 mm. el 14 de mayo de 1983 y 157,0 mm el 6 de abril de 1983).

Excepcionales, como las lluvias, los flujos fueron también continuos desde el 2 de enero hasta el 20 de octubre de 1983. Para las 69 crecidas, (la última, fue el 12 de julio), la lámina escurrida alcanzó 945 mm, o sea un coeficiente de escurrimiento medio del 37 % (superior al 50 % en marzo y abril). Tres crecidas tuvieron un caudal pico superior a 100 m^3/s; el más fuerte fue registrado el 22 de febrero, 116 m^3/s, es decir, 1670 $l/s/km^2$, lo que es considerablemente elevado para una cuenca de este tamaño. Las frecuencias de estos flujos tienen un orden de magnitud cercano al que se estimó para las precipitaciones en Salinas.

Hay que señalar también que en la parte meridional de la región afectada por este régimen, se observan a menudo fuertes inundaciones que no son provocadas por las precipitaciones locales sino por las de las partes altas de las grandes cuencas, tales como las de los ríos Jubones o Balao.

2.4. RÉGIMEN PLUVIAL TROPICAL COMPLEJO DE LA CUENCA DEL GUAYAS

La cuenca del río Guayas es recorrida por ríos originarios de la alta cuenca septentrional, tales como el Daule y el Quevedo, cuyo régimen se ve fuertemente alterado por los flujos laterales provenientes de la cordillera Costanera, y en especial, de la cordillera occidental. Luego de una estación seca muy marcada de mayo a noviembre, los caudales aumentan a partir de diciembre y alcanzan su máximo en marzo y abril. Contrariamente a lo que se puede observar en la franja litoral, el origen diversificado de los flujos contribuye a reducir la irregularidad interanual que, sin embargo, se mantiene bastante elevada ya que los valores del coeficiente K3 se ubican entre 2 y 4 (Fig. 5).

El modelado de los ríos, bien marcado en la parte alta, toma la forma de meandros en la parte baja en donde, durante las crecidas importantes, se observan numerosos fenómenos de captura entre esteros, debido a la débil pendiente y al juego de los canales de riego. Casi cada año, los ríos provenientes de la cordillera occidental son responsables de crecidas a veces catastróficas que tienen un fuerte impacto en las infraestructuras viales y agrícolas. Las medidas temporarias de emergencia que se toman en estos casos, como la elevación de las riberas, se revelan siempre precarias y muchas veces ineficaces; por el contrario, debido al estrechamiento de las secciones, éstas contribuyen a aumentar las velocidades del flujo. Tarde o temprano, habrá que prever un acondicionamiento global de estas zonas.

2.5. RÉGIMEN PLUVIAL TROPICAL COMPLEJO DE LA CUENCA DEL GUAYAS

Este régimen concierne a la ladera exterior de la cordillera occidental y particularmente los ríos Angamarca, Prieto, Chanchán, Bulubulu y Cañar.

Esta zona recibe directamente el impacto de las masas de aire caliente y húmedo de origen oceánico, reforzadas por las que se estancan habitualmente en la llanura del Guayas. Al elevarse, estas masas de aire se condensan, debido al enfriamiento consecutivo al proceso de expansión adiabático y son responsables de importantes precipitaciones, particularmente entre 500 y 1.500 m en donde reina un clima tropical megatérmico húmedo (P. Pourrut, 1983). Los totales pluviométricos anuales elevados, siempre superiores a 2.000 mm y que pueden alcanzar localmente más de 4.000 mm, están concentrados en un período único de enero a abril; es entonces cuando las lluvias diarias muy elevadas (superiores a 100 mm en frecuencia anual, a 150 mm en frecuencia decenal y a 200 mm en frecuencia cen-

tenal), así como las pendientes muy acentuadas, generan crecidas muy violentas con caudales pico muchas veces considerables que pueden sobrepasar 3.000 l/s/km² para cuencas del orden de 100 km², y volúmenes escurridos muy abundantes cuyo flujo, río abajo, se ve frenado por las pendientes suaves y por obras de infraestructura inapropiadas, lo que provoca fuertes crecidas con consecuencias frecuentemente catastróficas para la economía nacional (Fig. 6).

2.6. RÉGIMEN PLUVIO-NIVAL INTERANDINO

Este régimen atañe al corredor y a las cuencas de la zona interandina hasta un límite sur constituido por los macizos de Saraguro; comporta un gran número de ríos con características muy diferentes como las de los ríos Guayllabamba, Cutuchi, Ambato, Chambo y Paute.

Hemos reunido en esta clase todos los flujos que nacen en el valle interandino, en donde los regímenes son mixtos, ya que se ven sometidos a la influencia de dos modos de alimentación; el primero de ellos es pluvial y presenta dos máximos que corresponden a la alternancia de las lluvias provocadas por las masas de aire de origen amazónico o pacífico; el segundo es glacio-nival.

Se entiende fácilmente que en este contexto los ríos puedan recibir, de arriba hacia abajo, influencias sucesivas muy diversas y por lo tanto presentar un régimen a veces complejo. Sin embargo, podemos individualizar:

- regímenes de tipo pluvial con dos máximos situados en marzo-abril (masas de aire oceánico) y en noviembre (masas de aire amazónico), cuya importancia relativa depende de las posibilidades de penetración de masas de aire húmedo ligadas sobre todo al relieve (Fig. 7);
- regímenes sometidos a la influencia preponderante de la fundición de las nieves y de los glaciares, caracterizados por un solo máximo generalmente situado en el mes de julio, (Fig. 8); hay que anotar que, en forma aparentemente contradictoria, es este régimen el que reina en los valles secos interandinos de la región central. En efecto, mientras los grandes volcanes cercanos desempeñan un papel de pantalla que reduce considerablemente la pluviosidad anual (generalmente inferior a 500 mm), los ríos que atraviesan estas depresiones tienen un régimen glacio-nival cuyos caudales más fuertes coinciden con el período más seco; sólo excepcionalmente se ven también alimentados por las escasas crecidas de los afluentes de la zona cuyo escurrimiento sólo es intermitente. El río Ambato nos proporciona un ejemplo típico de este caso, ya que la mayor parte de su flujo proviene del deshielo del volcán Chimborazo;
- al sur de 2°30', un régimen de tipo pluvial muy fuertemente influenciado por las masas de aire amazónico cuando la topografía se presta a ello, por ejemplo en el caso de los ríos Paute o León. En realidad se trata de una zona de transición, tanto hacia el sur como hacia el este (Fig. 9).

Debido a las fases sucesivas de la orogénesis andina, algunas de ellas recientes, los ríos tienen por lo general un curso bien marcado con una pendiente longitudinal pronunciada y una erosión elevada, ya que todavía están lejos de alcanzar su perfil de equilibrio; para dejar el valle interandino, como en el caso del río Guayllabamba hacia el océano Pacífico o del río Pastaza hacia la Amazonía, han cavado profundas quebradas, sitios privilegiados para la instalación de obras de infraestructura hidroeléctrica.

2.7. RÉGIMEN PLUVIAL ANDINO MERIDIONAL CON INFLUENCIA ORIENTAL

En esta región de altitud y relieve moderados, en donde las dos cordilleras pierden su individualidad y anchos valles ofrecen una comunicación relativamente fácil con las zonas oceánicas (valles de los ríos Puyango y Catamayo) y sobre todo con la cuenca amazónica (valles de los ríos Zamora y Chinchipe), el régimen observado en los Andes septentrionales se ve fuertemente perturbado. Su principal característica es que puede ser muy diferente según los años, ya que depende del régimen de los vientos que puede privilegiar la influencia oriental hasta anular, a veces, la de origen oceánico; la situación geográfica y la orientación de las cuencas vertientes de alimentación vienen a ser entonces criterios esenciales.

Por regla general, se observa un régimen que presenta dos máximos, el primero en febrero-marzo y el segundo en julio-agosto, ubicándose el estiaje a finales del año calendario, (Fig. 10). Siempre por regla general, la amplitud de los máximos depende de la distancia de la zona de influencia pero, en algunos años, se pueden observar regímenes con un solo pico producido por las masas de aire originario de la cuenca amazónica.

Contrariamente a lo que se ve en la región norandina, los ríos se acercan más a su perfil de equilibrio, las pendientes de los cauces son menos fuertes y los valles más anchos.

Fig. 2. Régimen hidrológico pluvial tropical semi-húmedo de la Costa

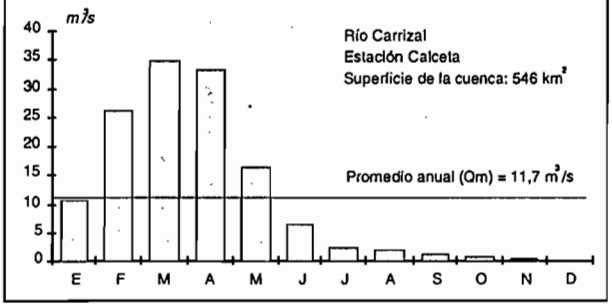


Fig. 3. Régimen hidrológico pluvial tropical semi-húmedo de la Costa

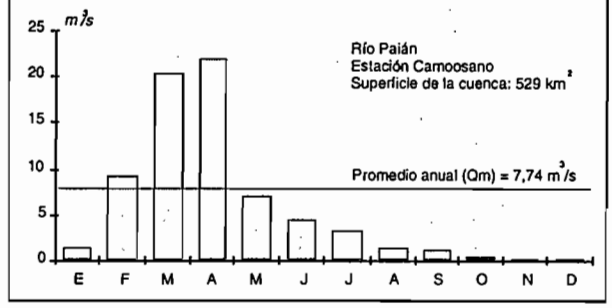


Fig. 4. Régimen hidrológico pluvial tropical árido de la Costa meridional

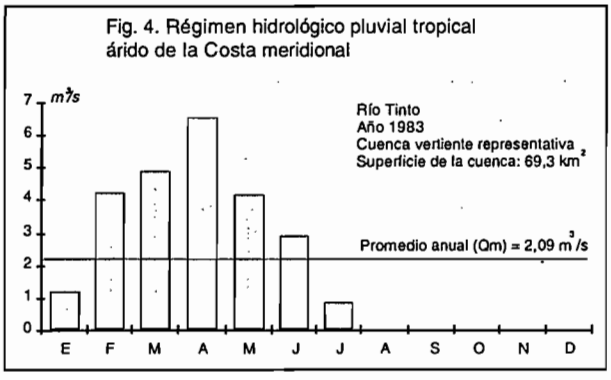


Fig. 5. Régimen hidrológico pluvial tropical complejo de la cuenca del Guayas

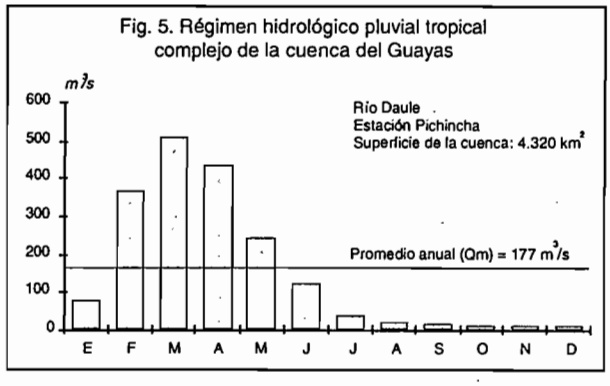


Fig. 6. Régimen hidrológico pluvial tropical húmedo de la ladera occidental

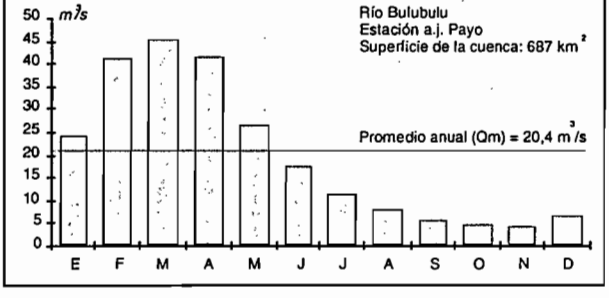
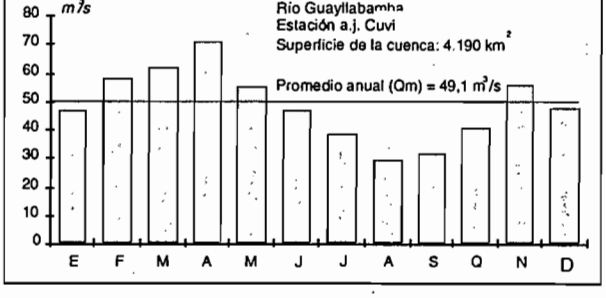


Fig. 7. Régimen hidrológico pluvio-nival andino



2.8. RÉGIMEN GLACIO-NIVAL DE MONTAÑA

Es el régimen que reina por encima de los 3.500-4.000 m, en las tierras frías y los páramos recorridos por ríos tales como el Pita, el Tambo o el Antisana cuyas cuencas altas comprenden la cima de altos volcanes y que son alimentados permanentemente por el deshielo (el límite de las nieves eternas está ubicado a 4.800 m) y a veces por precipitaciones en estado sólido, nieve o granizo.

Es un régimen con un único máximo, situado en julio en el caso de los ríos que fluyen hacia el corredor interandino o en agosto para los de la cuenca oriental, lo que corresponde a los meses de máxima exposición al sol, (Fig. 11 y 12). Debido al modo de alimentación por glaciares, se pueden observar tres características especiales:

- un pico de crecida diario situado por la tarde y que corresponde a las aguas provenientes del deshielo en el momento de máxima exposición al sol y de máxima temperatura (generalmente hacia las 13 horas);
- una gran regularidad de los flujos, ya que el caudal de base es sostenido e importante, lo que ayuda a definir un coeficiente de regularidad intermensual de valor muy bajo (la relación entre el caudal medio de los meses más altos y de los más bajos es inferior a 2);
- crecidas con formas muy aplanadas, por una parte porque los chubascos tienen intensidades generalmente bajas y porque se observa un gradiente pluviométrico negativo a partir de 3.500-3.800 m (es frecuente que la pluviosidad

Cuadro 2
Valores característicos de las estaciones hidrológicas representativas de los diferentes regímenes

RÉGIMEN HIDROLÓGICO	RÍO	ESTACIÓN	SUPERFICIE CUENCA (Km^2)	MÓDULOS MENSUALES en m^3/s												MÓDULO ANUAL		OBSERVACIONES
				E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	m^3/s	$l/s/Km^2$	
Pluvial tropical semi-húmedo de la costa	Carrizal Paján	CALCETA CAMPOSANO	546 529	11,3 1,47	26,7 9,25	35,3 20,5	33,7 22,1	16,9 7,18	6,85 4,51	2,96 3,48	2,31 1,53	1,66 1,26	1,24 0,610	0,806 0,440	0,732 0,310	11,7 7,74	21,4 14,6	fluye hacia el Oeste fluye hacia el Este
Pluvial tropical muy húmedo del Norte																	> 50	insuficiencia de las series observadas
Pluvial tropical arido de la costa meridional	Tinto	Cuenca vertiente representativa	69,3	1,24	4,27	4,91	6,60	4,22	2,92	0,914	0,006	0,004	0	0	0	2,09	30,2	año 1983 (Niño muy fuerte)
Pluvial tropical complejo de la cuenca del Guayas	Daule	PICHINCHA	4.320	80,9	371	514	437	246	130	44,8	28,0	19,0	16,9	13,1	14,6	177	41,0	régimen puro de la cuenca alta
Pluvial tropical húmedo de la ladera occidental	Bulubulu	a.j. PAYO	687	24,5	41,1	45,4	41,6	26,9	17,6	11,7	8,22	5,80	4,96	4,30	6,82	20,4	29,7	
Pluvio-nival andino	Guayllabamba Ambato León	a.j. CUVI AMBATO PUENTE PANAMERICANA	4.190 715 566	47,1 6,45 11,9	58,9 6,77 13,2	62,7 6,61 14,8	71.7 6,91 16,9	55,6 7,57 17,3	47,3 11,5 23,4	38,9 13,8 27,5	30,0 10,6 21,5	31,9 8,15 17,4	40,8 5,82 12,9	56,3 5,82 12,1	47,8 6,30 8,92	49,1 8,03 16,6	11,7 11,2 29,3	régimen tipo predominio glaciar predominio oriental
Pluvial sur-andino	Alamor	MERCADILLO	61	0,80	3,14	6,10	4,55	2,45	1,48	1,01	0,76	0,160	0,520	0,460	0,460	1,84	30,2	régimen tipo
Glacio-nival de montaña	Antisana Guachala	d.j. DIGUCHI a.j.GRANOBLES	142 411	1,65 5,83	1,69 6,19	1,82 6,56	2,18 7,11	2,38 6,83	2,88 10,3	3,11 10,9	2,65 8,40	2,45 6,76	2,42 5,47	2,10 6,41	1,90 5,80	2,27 7,21	16,0 17,6	vertiente oriental vertiente interandina
Pluvial persistente muy húmedo amazónico	Coca Bomboiza	SAN RAFAEL a.j. ZAMORA	3.950 1.390	205 50,7	222 54,0	303 96,5	345 151	368 124	504 180	506 167	404 115	289 93,0	256 99,1	245 54,5	202 65,8	320 97,7	81,0 70,3	región norte región sur

Fig. 8. Régimen hidrológico pluvio-nival andino

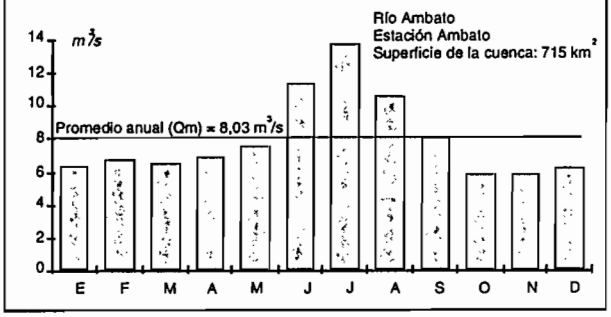


Fig. 9. Régimen hidrográfico pluvio-nival andino

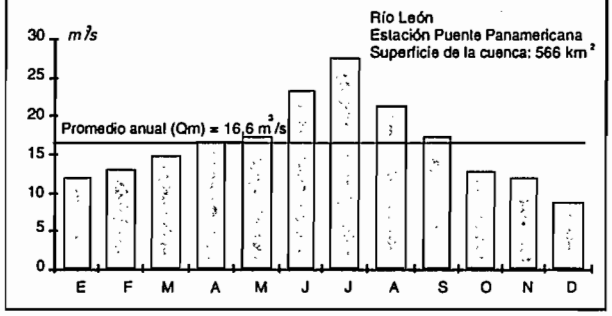


Fig. 10. Régimen hidrológico pluvial sur-andino

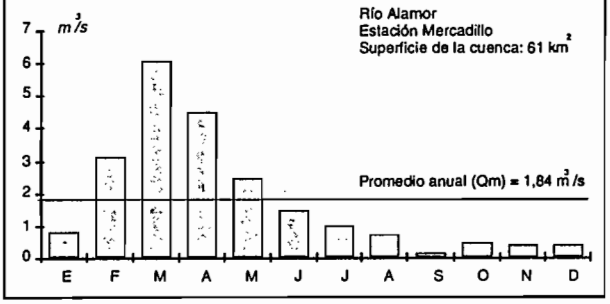


Fig.11. Régimen hidrológico glacio-nival de montaña

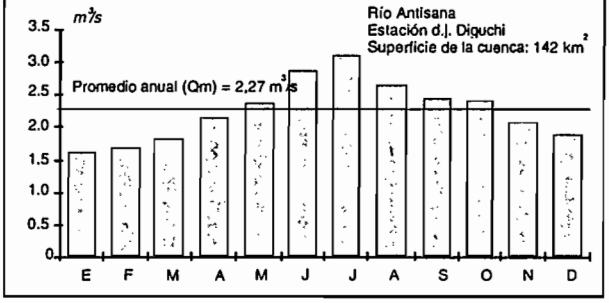


Fig.12. Régimen hidrológico glacio-nival de montaña

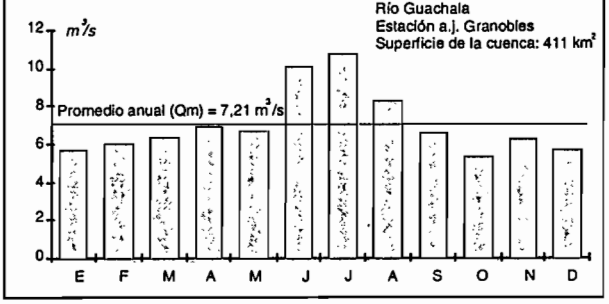


Fig.13. Régimen hidrológico pluvial persistente muy húmedo Amazónico

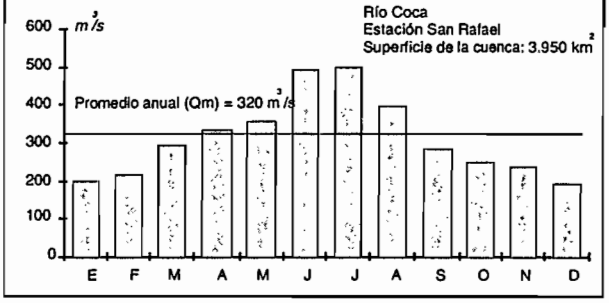
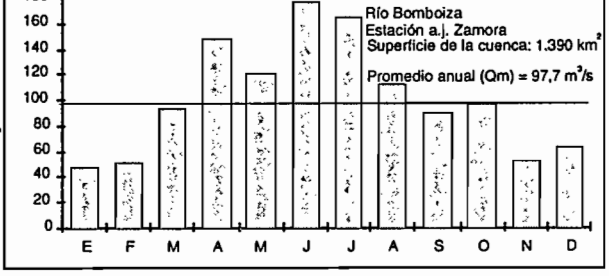


Fig. 14 Régimen hidrológico pluvial persistente muy húmedo Amazónico



anual en las laderas occidentales sea inferior a 1.000 mm) y por otra, porque las precipitaciones en estado sólido ayudan a extender los aportes debido al tiempo necesario para su fusión.

Pese a las pendientes muy elevadas de la cuenca alta, la erosión es limitada; el modelado de los valles de la red hidrográfica es, por lo tanto, menos acentuado de lo que se podría pensar y los cauces son relativamente poco marcados. Algunas barreras transversales, coladas de lava o morenas glaciares, son responsables de la presencia de zonas pantanosas y de numerosas lagunas que desempeñan un papel de amortiguador.

2.9. RÉGIMEN PLUVIAL PERSISTENTE MUY HÚMEDO DE LA REGIÓN AMAZÓNICA

Este régimen atañe a la ladera andina oriental, los relieves subandinos, los piedemontes y las zonas periandinas.

Aunque la pluviométría de los bajos valles abrigados de los ríos Palora y Zamora sea relativamente baja, aproximadamente 2.000 mm, esta región, en su conjunto, recibe precipitaciones muy elevadas que alcanzan 6.000 mm en la zona del volcán Reventador. Las lluvias están bien distribuidas a lo largo del año y sólo se puede notar una ligera disminución de diciembre a febrero. Es la razón por la cual, pese a una sustancial diferencia de relieve entre la faz externa, el pie de la cordillera Real y la cuenca baja, se puede considerar que en la región impera un solo régimen hidrológico que presenta módulos específicos anuales muy fuertes, frecuentemente cercanos a 100 l/s/km² y por lo menos superiores a 50 l/s/km², y que posee una gran regularidad interanual (coeficiente K3 inferior a 1,6) con un único máximo en junio-julio y un mínimo en diciembre-enero, (Fig. 13 y 14).

En la vertiente oriental de la cordillera Real y en las zonas de piedemonte, como por ejemplo, en el cono de deyección del río Pastaza, los ríos han cavado quebradas profundas y abruptas que, en la ruptura de pendiente, desembocan en amplias llanuras arenosas de divagación (caso de la zona de Shushufindi) para pasar luego a anchos valles pantanosos.

Finalmente, para cuantificar los aportes de la red hidrográfica ecuatoriana, una estimación de los volúmenes anuales escurridos arroja los siguientes resultados, con una imprecisión probable del orden del 30 %:

- hacia el Océano Pacífico: 110 mil millones de m³ por año
- hacia la cuenca amazónica: 290 mil millones de m³ por año.

3. CONCLUSIÓN

Lo expuesto permite apreciar la gran diversidad de regímenes hidrológicos y la fuerte heterogeneidad de la repartición espacial de los recursos en aguas superficiales que son dependientes de la multiplicidad de las condiciones físico-climáticas. Estas presentan algunas ventajas pero también son el origen de graves problemas.

En efecto tenemos que mencionar que, gracias al relieve muy contrastado y a la abundancia de los caudales, algunos ríos ofrecen un formidable capital hidroeléctrico ya que, a nivel nacional, la capacidad lineal bruta ha sido estimada en 36,5 GW. A fines de 1988, la potencia instalada era de 1,7655 GW, es decir 173 KW por habitante, y la energía producida durante el año alcanzó 5.915 GWh, es decir 880 KWh por habitante.

Sin embargo, estas mismas condiciones son la causa de uno de los problemas más graves que debe afrontar el Ecuador: la erosión. Para dar una idea de su magnitud, se estimó (ver capítulo 6) que en la región andina, en medio agrícola, la degradación específica media es del orden de 1.000 T/km²/año y puede alcanzar en algunos casos 6.000 T/km²/año.

Capítulo 5

LOS FACTORES DE LA PEDOGÉNESIS Y LOS SUELOS EN ECUADOR

Claude Zebrowski
Michel Sourdat
ORSTOM

1. OBSERVACIONES GENERALES

Los suelos fueron agrupados en tres conjuntos, con base en los materiales sobre los cuales se desarrollaron. Cada conjunto es designado con una letra: A para los suelos aluviales, C para los suelos sobre cenizas volcánicas y S para los suelos sobre rocas antiguas.

Dentro de cada conjunto, las diferentes categorías de suelos están definidas por sus características morfológicas, mineralógicas o físico-químicas. Estas se identificaron mediante una sigla que aparece en la leyenda del "mapa de los paisajes naturales" a 1:1'000.000. El "mapa de los suelos" (Mapa N° 1) a escala 1:2'000.000, adjunto a este capítulo, presenta la repartición en forma más sencilla y más directamente accesible.

Los análisis: métodos y abreviaciones

Todos los análisis se realizaron en los laboratorios del ORSTOM.

El pH fue determinado en el agua, 1/2,5.

La capacidad de retención de agua fue medida sobre suelo húmedo a pF 3 y 4,2.

La suma de las bases intercambiables (BI o S) se expresa en me/100 g de suelo, luego de la extracción con el acetato de amonio a pH 7.

La capacidad de intercambio (T en me/100 g de suelo) fue medida con el acetato de calcio a pH 7.

El grado de saturación del complejo absorbente (V) se expresa en porcentaje.

m = 100 Al/(Al+S) es el índice de KAMPRATH, siendo Al la cantidad de aluminio intercambiable extraída por el cloruro de potasio. Refleja muy bien el grado de toxicidad alumínica de los suelos.

El hierro libre expresado en porcentaje de Fe_2O_3 en relación con la tierra fina fue determinado por el método DEB.

Los ácidos húmicos (AH) y fúlvicos (AF) fueron determinados por el método "BONDY".

El test NaF (FIELDES y PERROT) muestra la presencia de alofanas por el color rosa de un papel filtro

impregnado con fenol-ftaleína al contacto con el suelo, y de floruro de sodio, en ciertas condiciones.

Los minerales arcillosos fueron determinados por difractometría de los rayos X.

El carbono (C), la materia orgánica (M.O.), así como el nitrógeno (N), fueron determinados por los métodos tradicionales practicados en los laboratorios de ORSTOM.

Las referencias taxonómicas son las que propuso la CPCS (1967) en el sistema francés, la SMSS (1983) en el sistema americano (USDA Soil Taxonomy).

Los regímenes de temperatura y humedad de los suelos

Los climas ejercen una influencia primordial en la naturaleza, la repartición y las aptitudes de los suelos. Por ello, las nociones de regímenes térmicos e hídricos propios a los suelos revisten una gran importancia en Ecuador, en donde las variaciones espaciales de las temperaturas y precipitaciones son particularmente rápidas.

Las breves definiciones que vienen a continuación están ajustadas a los casos particulares del medio ecuatoriano.

Los regímenes de temperatura

Las medidas de la temperatura del suelo (t. s.) a 50 cm de profundidad realizadas a lo largo del año, muestran que ésta es relativamente constante en un determinado lugar (lo que se expresa con el prefijo "iso" unido al nombre del régimen) y que es, en forma inversa, proporcional a la altitud, para una latitud dada.

Se distinguen 4 regímenes:

t.s. < 10°:	régimen iso-frígico (o críico)
10° < t.s.< 13°:	régimen iso-mésico.
13° < t.s.< 21°:	régimen iso-térmico.
t.s. > 21°:	régimen iso-hipertérmico.

El régimen iso-frígico prohibe prácticamente todos los cultivos. El régimen iso-hipertérmico permite todos los cultivos llamados "tropicales".

La disminución de la temperatura del suelo en altitud es más acentuada en el Sur del país (latitud 4° Sur) que cerca de la línea equinoccial (latitud 0°) a la altura de Quito. (Cuadro 1)

Cuadro 1. Variación del gradiente térmico en Ecuador

Temperaturas del suelo		21°	13°	10°	0°
Altitud en metros	0	1.700	3.200	3.600	5.200
por una latitud de	4°S	1.500	2.800	3.200	

En cada punto del país, la regularidad del gradiente térmico teórico puede verse modificada por la situación local.

Los regímenes de humedad

Su definición se refiere a los estados de una "sección de control" (S.C.), cuyos límites pueden ser determinados para cada perfil. Puede simplificarse como sigue:

- en el régimen arídico, la sección de control no debe estar húmeda en una de sus partes o en su totalidad, durante más de 90 días consecutivos;

- en el régimen údico, la sección de control no debe estar seca en una de sus partes durante más de 90 días acumulados;

- en el régimen ústico, intermedio entre los dos anteriores, la sección de control debe permanecer seca en una de sus partes durante por lo menos 90 días y estar húmeda durante más de 90 días;

- el régimen perúdico corresponde al caso en que la pluviosidad es superior a la evapotranspiración cada mes del año: por lo tanto la SC está húmeda prácticamente todo el año.

A estas clases de regímenes de humedad de los suelos corresponden zonas cuyas características climáticas son aproximadamente las que se indican en el cuadro 2.

Cuadro 2. Características climáticas y regímenes de humedad

	Número de meses ecológicamente secos		Precipitaciones en mm	
	Costa	Sierra	Costa	Sierra
régimen arídico	>11	>10	<500	<600
régimen ústico	8 a 11	4 a 10	500-2.000	600-1.000
régimen údico	1 a 8	1 a 4	1.500-3.000	>1.000
régimen perúdico	0	0	>3.000	>1.000

Además, se define un régimen ácuico para el cual el perfil está más o menos completa o temporalmente saturado de agua, y es mantenido así en condiciones reductoras. Semejante perfil presenta caracteres hidromórficos. En el régimen perácuico, saturación, reducción (e hidromorfismo) son casi permanentes y totales.

2. LA LEYENDA DE LOS SUELOS

LOS SUELOS ALUVIALES: A
Suelos del medio fluvio-marino..... A1
suelos arenosos de las playas A11
suelos franco-arcillosos de manglares A12
Suelos del medio fluvial
suelos fluviales minerales
saturados..... A2
areno-pedregosos A21
arenosos A22
francos A23
arcillosos
sin capa freática A24
con capa freática A25
inundados y salinos A26
muy arcillosos
sin capa freática A27
con capa freática A28
medianamente saturados con textura no diferenciada... A3
más o menos hidromórficos A31
hidromórficos y salinos A32
suelos pardos ándicos..... A4
suelos fluviales orgánicos..... A5

LOS SUELOS SOBRE CENIZAS VOLCANICAS: C
Suelos poco evolucionados..... C1
arenosos gruesos C11
arenosos finos
poco humíferos C12
humíferos C13
muy humíferos C14
Suelos humíferos con halloysita: Brunizems..... C2
ústicos
hipertérmicos C21
térmicos C22

údicos
térmicos a hipertérmicos C23
mesotérmicos C24
Suelos humíferos con alófanos: Andosoles C3
andosoles saturados C31
andosoles desaturados
andosoles desaturados típicos
pardo oscuros (t.s.>13°) C32
negros (t.s.<13°) C33
andosoles desaturados perhidratados
pardo amarillos (t.s.>13°) C34
negros (t.s.<13°) C35

LOS SUELOS SOBRE ROCAS ANTIGUAS: S
Suelos poco evolucionados S1
suelos amarillentos con pH>7
con clima muy seco S11
con clima seco S12
suelos amarillentos con pH<7
poco humíferos S13
humíferos S14
muy humíferos: rankers S15
suelos rojizos S16
Planosoles S2
planosoles vérticos
con Bt macizo S21
con Bt friable S22
planosoles no vérticos S23
Suelos con carácteres mólicos S3
suelos mólicos údicos
profundos, arcillo-limosos S31
medianamente profundos, francos a arcillosos S32
arcillo-pedregosos S33
suelos mólicos ústicos
profundos, arcillosos S34
medianamente profundos S35
Suelos vérticos y vertisoles S4
vertisoles arídicos S41
vertisoles ústicos
arcillosos S42
arcillo-arenosos S43
vertisoles údicos S44
Suelos pardos S5
suelos pardos arenosos S51
suelos pardos francos S52
suelos pardos arcillosos
ústicos S53
údicos S54
Suelos fersialíticos S6
rojos, ricos en seudo-arenas
arcillosos, poco profundos S61
arcillo-gravosos, medianamente profundos S62
amarillos a rojizos, arcillosos
poco o no lixiviados S63
lixiviados S64
Suelos ferralíticos y seudo-ferralíticos
suelos ferralíticos saturados S7

suelos ferralíticos arcillosos, poco o no lixiviados
ústicos S71
údicos S72
suelos ferralíticos arcillo-pedregosos, lixiviados S73
suelos ferralíticos o seudo-ferralíticos, desaturados..... S8
suelos ferralíticos desaturados (minerales arcillosos 1/1)
poco humíferos
rojos (30<m<80) S81
pardos (m>70)
con kaolinita S82
con halloysita S83
amarillo/rojo (m>90)
profundos S84
erosionados, poco profundos S85
humíferos S86
cobertura compleja de suelos ferralíticos (con minerales 1/1)
y seudo-ferralíticos (con minerales 2/1) no diferenciados
poco humíferos
rojos S87
amarillos S88
erosionados poco profundos S89
humíferos S90
Suelos podzólicos S100

3. LOS SUELOS ALUVIALES: A

Son suelos formados sobre materiales sedimentarios recientes. Pertenecen a dos medios muy distintos: el medio fluvio-marino y el medio fluvial.

3.1. SUELOS DEL MEDIO FLUVIO-MARINO: A 1

Están localizados en las playas y en los cordones litorales (A11), así como en los manglares (A12) que reúnen al manglar propiamente dicho con suelos francos a franco-arcillosos saturados de agua y salinos, y a la parte posterior del manglar, constituida por zonas emergidas, sin vegetación debido a su alto contenido en sal. Actualmente utilizadas para laconstrucción de piscinas para camarones, estas zonas tienden a desaparecer.

3.2. SUELOS DEL MEDIO FLUVIAL

3.2.1. Los suelos fluviales minerales

Corresponden a la casi totalidad de los suelos aluviales de la región costanera, así como a una gran parte de los de la Amazonía. El grado de saturación del complejo absorbente, así como la textura del suelo permiten distinguir varios conjuntos.

Los suelos fluviales saturados: A 2

Están localizados en la región suroeste de la Costa en donde el clima limita la lixiviación de las bases.

Los suelos areno-gravosos (A21) y los suelos arenosos (A22) están ubicados al inicio de los valles y de los conos recientes del piedemonte occidental. Los primeros son típicamente suelos minerales mientras que los segundos poseen generalmente un horizonte humífero bien marcado.

Los suelos francos (A23) están por lo general ubicados aguas abajo de los anteriores y se caracterizan por una interestratificación de capas con texturas diferentes (areno-limosa, franca, arcillosa).

Los suelos arcillosos tienen una textura homogénea hasta una gran profundidad (A24). Los que presentan una capa freática a poca profundidad (A25) tienen colores muy marcados por la hidromorfismo. En las zonas cercanas al

medio fluvio-marino, los suelos son salinos y totalmente empapados (A26).

Los suelos muy arcillosos (más de 60 % de arcilla), están ubicados en la parte baja de la cuenca del Guayas. Su arcilla de tipo montmorillonítico y sus características morfológicas permiten asimilarlos a los Vertisoles. Son negros cuando están emergidos una gran parte del año (A27). Sin embargo, los de las zonas más deprimidas están frecuentemente empapados y tienen característicos colores gris-oliva (A28).

Características analíticas

Por lo general los pH son ligeramente ácidos (6,2 a 6,8). Las proporciones de elementos intercambiables, así como los valores de la capacidad de intercambio están estrechamente relacionados con la cantidad de elementos finos. Los valores muy elevados de bases intercambiables de los suelos más arcillosos (63 a 70 me/100 g) se deben a fuertes cantidades de sodio (15 a 20 me).

El complejo absorbente está por lo general saturado, salvo en el caso de los suelos arenosos (V desde 66 a 74 %) que están ubicados al pie de la cordillera, es decir, en las zonas más húmedas (Cuadro 3).

Cuadro 3. Algunas características físico-químicas de los suelos aluviales

suelos	profundidad (cm)	textura en °/o			pH	B.I. me	V°/o	C‰
		Arc.	L	Ar.				
arenosos	0-10	6,2	24,8	64,1	6,0	11,1	74	10,5
A 22	40-50	2,1	27,6	68,6	6,6	7,9	66	2,1
francos	0-20	16,6	33,8	44,2	6,3	15,1	89	18,9
A 23	80-90	12,9	58,3	24,9	7,1	18,5	97	1,3
arcillosos	0-20	39,4	52,7	1,8	6,2	29,0	sat	13,3
A 24	80-90	38,8	47,4	7,2	6,4	33,5	sat	3,0
muy arcillosos	0-20	64,2	27,4	1,9	6,8	69,9	sat	20,9
A 27	80-90	61,1	30,4	0,2	6,8	62,6	sat	0,9

Los suelos minerales medianamente saturados: A 3

Están ubicados en las zonas más húmedas tales como la región amazónica y el Norte de la provincia de Esmeraldas.

Los perfiles son por lo general estratificados y están marcados por la hidromorfismo. Las tasas de saturación son muy variables: 30 a 60 %, excepcionalmente más. La suma de las bases intercambiables está comprendida entre 2 y 25 me.

La mayoría de estos suelos no es salina (A31), pero los que están ubicados en la desembocadura de los grandes ríos del Norte de Esmeraldas (A32) están bajo la influencia de las mareas y poseen contenidos de sal nada despreciables.

Los suelos pardos con caracteres ándicos: A 4

Se desarrollaron a partir de depósitos aluviales de origen volcánico, localizados en la región amazónica. Difieren entre sí por estratificaciones texturales variadas y por proporciones de minerales primarios, vidrios, alofanas o arcillas de tipo halloysítico propias a cada uno de los estratos.

Se pueden observar diferentes grados de evolución desde las arenas grises, pasando por los limos "beige", hasta las arcillas cuyo color pardo es muy característico.

El horizonte humífero está muy bien marcado. La reacción al fluoruro de sodio es por lo general fuerte.
Los pH están comprendidos entre 5,4 y 5,7, las bases intercambiables entre 1 y 10 me.
La tasa de saturación es siempre inferior al 50 %.
Por lo general, estos suelos están bien drenados y son blandos.

3.2.2. Los suelos fluviales orgánicos: A 5

Están localizados en zonas deprimidas, esencialmente en la Amazonia, en donde el empapamiento permanente de los perfiles favorece la acumulación de residuos vegetales incompletamente descompuestos.

Son suelos hidromorfos orgánicos, rara vez minerales, con gley.

El horizonte orgánico está formado de materias fibrosas en grandes espesores (hasta 2 m). Es muy ácido (pH de 4,5), pobre en bases y desaturado (5%).

Los horizontes minerales subyacentes son gleyificados, de francos a franco-arcillosos, fluidos o plásticos. Son moderadamente ácidos (pH de 5,7), ricos en bases y saturados: 50 hasta 90 %.

4. LOS SUELOS SOBRE CENIZAS VOLCÁNICAS: C

Los suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas son particularmente importantes en el Ecuador, tanto por la superficie que ocupan (más del 30 % del territorio), como por el interés agronómico que representan. Se escalonan desde el nivel del mar hasta una altitud superior a 5.000 m, y la variedad de los climas bajo los cuales se formaron es en gran parte responsable de la diversidad de sus características. Su pedogénesis depende también de la naturaleza y de la edad de los materiales de los que proceden.

4.1. LAS EMISIONES VOLCÁNICAS

Alrededor de cuarenta volcanes han depositado cantidades importantes de cenizas y de lapilli en el centro y Norte del país. La actividad volcánica, relativamente continua en el tiempo, pasó probablemente por una fase de calma entre -18.000 y -10.000 años. Después de esta fecha, que corresponde aproximadamente al final de la última glaciación, sólo 8 volcanes tuvieron una actividad notoria y 3 de ellos están hoy en día apagados (Cuicocha, Quilotoa y Sumaco), mientras que los otros 5 siguen activos, o se han reactivado recientemente (Reventador, Sangay, Pichincha, Cotopaxi y Tungurahua).

Las proyecciones antiguas, anteriores a -18.000 años, se presentan, en la Sierra, bajo la forma de depósitos de lapilli de espesor considerable. En consecuencia, en las regiones alejadas de los centros de emisión, el espesor de los suelos es de cierta importancia. Así, en Quinindé, en la región costanera, a más de 100 km de la cordillera volcánica occidental, los suelos, alcanzan todavía espesores de aproximadamente diez metros en relieves suavemente ondulados. Sin embargo, al Oeste, el relieve es más fuerte y los suelos desarrollados a partir de las cenizas han sido erosionados. Sólo se pueden identificar algunos vestigios en sitios protegidos. En las regiones andinas más elevadas, las proyecciones antiguas y los suelos derivados de ellas han sido barridos por la erosión glaciar, sobre todo la de la última glaciación.

Los suelos formados sobre estos depósitos antiguos son por lo general difíciles de identificar, ya que están cubiertos por cenizas recientes. Sin embargo, en algunas regiones secas de las cuencas interandinas, la erosión de las cenizas recientes permite que afloren los antiguos depósitos: se presentan bajo la forma de capas cementadas llamadas localmente "cangagua" o "cangahua". En la región costanera, el poco espesor de los depósitos recientes también permite identificar suelos formados sobre estos materiales antiguos.

Las cenizas recientes tienen una edad inferior a 10.000 años. Una fase de erupción general que involucró a todos los volcanes recientes se produjo hace aproximadamente 6.000 años. Una segunda fase de emisión particularmente extensa fue datada de -2.600 años. Una última fase importante se produjo entre -1.600 y -1.300 años. Desde entonces, las erupciones son mucho menos fuertes y de menor alcance. Por lo tanto, es probable que la totalidad de las cenizas a partir de las cuales se desarrollaron los suelos actuales tengan una edad entre 2.600 y 1.600 años.

La extensión de las cenizas recientes es comparable a la de las cenizas antiguas debido a que las primeras cubren a las segundas. En la región costanera, en Quinindé, tienen un espesor de un metro (mientras que las antiguas tienen 10 m de espesor), que disminuye hacia el Sur para alcanzar solamente alrededor de treinta centímetros al Norte de Balzar.

En la vertiente amazónica, la profunda alteración de las cenizas, debida a la agresividad del clima, no permite

diferenciar lo que resulta de las antiguas o de las recientes.

En la región andina, las cenizas recientes han cubierto no solamente las antiguas, sino también las zonas en donde éstas han sido erosionadas por los glaciares. Su espesor disminuye progresivamente de Norte a Sur a medida que nos alejamos de los centros de erupción. Al Sur de Azogues, sólo se encuentran en los páramos, probablemente porque la humedad reinante en estos lugares favorece su rápida alteración mientras que en las cuencas interandinas, más secas, han sido erosionadas. Algunos suelos derivados de cenizas, identificados al extremo Sur (en la zona de Zaruma, por ejemplo), son testimonio de la gran extensión original de estos depósitos.

4.2. LOS FACTORES DE LA PEDOGÉNESIS

4.2.1. Los materiales

Las proyecciones recientes son mineralógicamente bastante homogéneas. Su composición permite asimilarlas a dacitas cuya basicidad aumenta progresivamente de Norte a Sur: las proporciones de hornblenda disminuyen mientras que las de hiperstena aumentan.

Sin embargo, en comparación con los demás factores, estas variaciones de composición química de las proyecciones volcánicas resultan poco significativas.

La edad de los materiales es, sin embargo, particularmente importante. El rejuvenecimiento de los suelos, debido a la sucesión de depósitos de cenizas, contribuye a mantener cerca de los volcanes recientes suelos poco evolucionados. Bajo un mismo clima, las características de los suelos son muy diferentes según la edad de los depósitos. Es así como se pudo evidenciar un cierto número de cronosecuencias resumidas en el cuadro 4.

Cuadro 4. Ejemplo de cronosecuencias en varias condiciones climáticas

Clima	Régimen hídrico del suelo	Edad ==========>		
seco	arídico		suelos poco evolucionados	
		suelos	brunizem ----> (halloysita-montmorillonita)	vertisol (montmorillonita)
	ústico			
		arenosos	brunizem ----> (halloysita)	suelo ferralítico (metahalloysita)
	údico		Andosol saturado -->	suelo ferralítico (halloysita)
húmedo			Andosol desaturado -->	Andosol perhidratado

El tamaño de los piroclastos es una característica determinante en la evolución de los suelos, ya que los elementos finos como cenizas, se ven más rápidamente alterados que las proyecciones gruesas del tamaño de los lapilli. La heterogeneidad granulométrica de los diferentes depósitos es frecuente, por lo que cerca de los edificios volcánicos recientes la existencia de perfiles complejos compuestos por una alternancia de horizontes de cenizas alteradas y de lapilli no alterados es generalizada. Sin embargo, sólo las partículas finas empujadas por el viento pueden alejarse a distancias considerables de estos edificios; su alteración es rápida y los perfiles resultantes más homogéneos.

La repartición longitudinal de los piroclastos según su granulometría es responsable del hecho de que los suelos de los páramos ubicados más al Sur (páramos de Cuenca, de Santa Isabel) con climas iguales, sean más evolucionados que lo ubicados en los páramos que rodean a los edificios volcánicos recientes como los de Latacunga o Riobamba.

4.2.2. El clima

Es el factor de pedogénesis más impactante. A la baja de temperatura provocada por el aumento de la altitud corresponde una acumulación de materia orgánica en los suelos que les confiere un color más negro. Así, los suelos que tienen regímenes de temperatura críica y mésica son uniformemente negros. Sólo con el régimen de temperatura térmica aparece un horizonte más claro que se ubica más cerca de la superficie a medida que aumenta la temperatura.

No es posible establecer una relación lineal entre las proporciones de materia orgánica y la altitud. Las cantidades de materia orgánica dependen, sobre todo, del tipo de suelo: para cierto tipo, aumentan efectivamente con la altitud, sobre todo si se considera la cantidad total de materia orgánica en una profundidad de un metro y no solamente los valores a una profundidad dada (Cuadro 5).

Cuadro 5. Contenido en materia orgánica (%) y relación C/N en los diferentes tipos de suelos volcánicos en fun ción de la altitud

Zona muy húmeda: Andosol perhidratado

Altitud	1.000 m		3.000 m		4.000 m	
n° de perfil	488		521		522	
Prof. (cm)	M.O.	C/N	M.O.	C/N	M.O.	C/N
0-20	28	18,4	39	15,9	55	15,8
50	11	12,3	30	26	36	22,2
100	10,7	13,5	23	28		

Zona húmeda: Andosol desaturado

Altitud	400 m		2.000 m		3.000 m		4.000 m	
n° de perfil	76		502		501		515	
Prof.(cm)	M.O.	C/N	M.O.	C/N	M.O.	C/N	M.O.	C/N
0 - 20	11,9	11,7	12	10,9	15,8	13,9	14,8	15,2
50	2,4	8,8	6	10,7	12,3	14	10,4	17,2
100	2,1	12,8	4,4	9,9	14,5	17	13,4	18,6

Zona húmeda: Brunizem

Altitud	200 m		2.600 m	
n° de perfil	SQ 9		546	
Prof. (cm)	M.O.	C/N	M.O.	C/N
0 - 20	8,6	9,6	9,7	9,4
50	2,8	10,5	6,2	9,5
100	-	-	7	12

Zona seca: Brunizem

Altitud	2.600 m	
n° de perfil	492	
Prof. (cm)	M.O.	C/N
0 - 20	1,7	12
50	0,5	15

La relación C/N es poco elevada en los suelos ubicados a una altitud inferior a 2.800 m, sea cual fuere su tipo. Luego se aumenta rápidamente con la altitud mientras que su valor se incrementa también de arriba hacia abajo del perfil.

La proporción de ácidos húmicos en relación con los ácidos fúlvicos varía también con la altitud: la relación AH/AF es por lo general superior o igual a 1 en altura y aumenta con la profundidad. En las regiones tropicales cálidas, son los ácidos fúlvicos los que predominan sobre los ácidos húmicos. Tanto en altura como en la región cálida, la existencia de una estación seca bien marcada favorece la acumulación de ácidos húmicos.

Las precipitaciones, y sobre todo la duración de la estación seca que está inversamente relacionada con su volumen, desempeñan un papel primordial en algunas características de los suelos. Las principales relaciones entre estas últimas y las precipitaciones se reseñan en el cuadro 6.

Cuadro 6. Relaciones entre precipitaciones y algunas características de los suelos (edad de los suelos: cerca de 1.600 años)

Precipitaciones	→				
Duración de la estación seca	→				
Régimen hídrico del suelo	arídico		ústico	údico	
Cantidad de M.O.	→				
Saturación del complejo absorbente	acumulación de $CaCO_3$			50 % →	
pH			7 →		
Mineralogía	-minerales primarios -minerales arcillosos muy poco abundantes		-minerales primarios -algunos minerales arcillosos: Smect., Halloysita	Halloysita	productos amorfos
Caract. ligadas a la mineralogía — Retención de agua					100 % →
Caract. ligadas a la mineralogía — reacción NaF	Negativa			Positiva →	

Suelos	poco evolucionados arenosos	isohúmicos (Brunizems)	andosoles		
			saturados	desaturados	perhidratados

Con el aumento de las precipitaciones, y la consecuente menor duración de la estación seca, las cantidades de materia orgánica se incrementan, mientras que la tasa de saturación del complejo absorbente, así como el pH, disminuyen.

Se puede observar que, en estos materiales recientes y homogéneos, los valores del pH están estrechamente relacionados con los regímenes de humedad de los suelos: mientras la acumulación de carbonato de calcio y los pH superiores a 7 se producen para regímenes cercanos al arídico, (el pH de 7 corresponde aproximadamente a la transición ústico-údico), los valores de 6 se alcanzan con un régimen údico.

En las zonas más húmedas, la pedogénesis conduce a la individualización y al mantenimiento de productos amorfos en los suelos, mientras que en las regiones con estación seca bien marcada predomina la síntesis de minerales arcillosos.

El poder de retención de agua de los suelos está directamente relacionado con la proporción de elementos finos pero, sobre todo, con la naturaleza de los constituyentes mineralógicos: los suelos ricos en productos amorfos tienen capacidades de retención de agua que pueden alcanzar valores del 300 %. Sin embargo, en los suelos poco

evolucionados de la regiones secas, pobres en elementos finos, la capacidad de retención de agua está directamente relacionada con las cantidades de materia orgánica que se encuentran en el suelo.

Por lo tanto, los suelos actuales se desarrollaron, con algunas excepciones, a partir de materiales homogéneos tanto por su composición como por su edad. Así, es ante todo el clima el responsable de las variaciones observadas en sus características.

4.3. LOS SUELOS POCO EVOLUCIONADOS: C 1

Los suelos poco evolucionados son suelos jóvenes provenientes de cenizas muy recientes o ubicados en zonas climáticas en donde la sequía limita la velocidad de alteración de los materiales originales. Por lo tanto, se encuentran ya sea alrededor de los principales centros de emisión recientes, o en el fondo de las cuencas interandinas. Finalmente, algunos son "suelos poco evolucionados de erosión" ubicados en regiones frías y relativamente secas en donde la erosión eólica es actualmente más importante que la formación del suelo.

Tenemos que distinguir los suelos con textura gruesa (arena gruesa a guijosa) de los suelos de arena fina.

4.3.1. Los suelos de arena gruesa: C11

Corresponden, en su mayoría, a los suelos de aportes recientes ubicados alrededor del Cotopaxi, del Tungurahua y del Sangay, cuya actividad es reciente o actual. Se presentan como sucesiones de estratos con texturas diferentes, que van desde arenas hasta lapilli según la naturaleza de las emisiones. El rejuvenecimiento frecuente de los depósitos así como una erosión importante en las faldas de los volcanes explican su carácter mineral.

Al oeste del Chimborazo, la erosión eólica ha limpiado el suelo superior despejando así los estratos de lapilli provenientes de emisiones anteriores no alteradas.

4.3.2. Los suelos de arena fina

Constituidos generalmente por arenas inferiores a 1,2-0,5 mm, se caracterizan por una capacidad de retención de agua a pF 3 (en suelo húmedo) inferior al 20 %, valor poco elevado, debido a la ausencia de partículas finas. Las tasas de materia orgánica permiten distinguir tres conjuntos.

En el fondo de las cuencas interandinas, los suelos presentan cantidades de materia orgánica inferiores al 1% (suelos C12). El régimen de temperatura de los suelos es isomésico y el de humedad, ústico. El pH se aproxima a 7, elevándose hasta 8 en las regiones más secas, mientras que el carbonato de calcio se acumula en el perfil. Los suelos son, en su mayoría, profundos, desarrollados a partir de cenizas volcánicas que reposan sobre un substrato fluvial también arenoso. Localmente, estos suelos de poco espesor cubren cenizas antiguas endurecidas (cangahua) que afloran cuando los suelos están erosionados.

En las partes más elevadas de las cuencas, la temperatura baja y aumentan las cantidades de materia orgánica:

* En zona seca (régimen ústico), las tasas de materia orgánica están comprendidas entre 1 y 3% (suelos C13), el pH se aproxima a 7 y la saturación del complejo absorbente es superior al 50 %;
* En zona húmeda (régimen údico), las cantidades de materia orgánica son aun más elevadas, muchas veces superiores al 3% (suelos C14), el pH se aproxima a 6 y la tasa de saturación es inferior al 50 %.

Todos estos suelos son pobres en minerales arcillosos. En región seca, cuando el análisis permite encontrarlos, predominan los minerales arcillosos con 14 A°; por el contrario, en región húmeda, los suelos presentan una ligera reacción al test con NaF lo que indica la presencia de algunas alofanas.

4.4. LOS SUELOS HUMÍFEROS CON HALLOYSITA, LOS BRUNIZEMS: C 2

Son suelos franco-arenosos en los cuales la fracción de arcilla está constituída por minerales de tipo halloysítico. El complejo absorbente presenta una saturación de más del 50 %.

Se encuentran en zonas climáticas cuya humedad, suficiente pero no exagerada, permite la evolución de los materiales hacia una síntesis de minerales arcillosos sin privilegiar la de los productos amorfos.

Según la clasificación francesa, todos son suelos "isohumiques" que pertenecen al grupo de los Brunizems; en la

Soil Taxonomy son Mollisols.

Se distinguieron cuatro conjuntos según los regímenes de humedad y de temperatura a los cuales están sometidos los suelos:

- Los suelos con régimen ústico e hipertérmico (C21) están ubicados en la región costanera al extremo Suroeste de la zona alcanzada por las proyecciones volcánicas.
- Los suelos con régimen ústico y térmico (C22) están localizados en el callejón interandino en altitudes generalmente más elevadas que las de las regiones en donde se encuentran los suelos poco evolucionados arenosos.
- Los suelos con régimen údico térmico (C23) y los que tienen un régimen údico y mésico (C24) están también ubicados en el callejón interandino pero en altitudes superiores a las anteriores.

Morfología

Es muy parecida en todos los tipos de suelos. Despúes de un primer horizonte pardo oscuro, 10 YR 3/2, franco-arenoso, friable, poco estructurado, sigue un segundo horizonte más oscuro, 10 YR 3/1 ó 2/1, ligeramente más arcilloso y mejor estructurado (elementos poliédricos finos), con un espesor muy variable (entre 20 y 80 cm).

Los suelos ubicados en las altitudes más elevadas, presentan un régimen mésico, tienen un color más oscuro, negro pardo en superficie (2/1), francamente negro en profundidad (2/0).

La superposición de los suelos

Los suelos provenientes de proyecciones volcánicas recientes reposan sobre formaciones antiguas cuyas características difieren según las regiones.

En la región costanera, las cenizas antiguas han formado suelos muy arcillosos, fuertemente estructurados pero muy coherentes. Los minerales arcillosos están representados por metahalloysita y halloysita. La transición entre el suelo reciente, cuyo espesor disminuye regularmente hacia el Suroeste hasta unos cuarenta centímetros, y el suelo antiguo, es brutal. Está frecuentemente marcada por un horizonte de acumulación de pequeñas concreciones ferromangánicas que reflejan muy bien las condiciones de hidromorfia en la zona de contacto entre los dos suelos.

En la región interandina, las cenizas antiguas, más o menos endurecidas (cangahua) según la intensidad de la sequía, son ricas en haloysita en las zonas más húmedas, en tanto que la montmorillonita predomina en las regiones secas. En estas últimas, los suelos isohúmicos recubren muchas veces Vertisoles cuyas grietas de contracción han sido rellenadas por concreciones calcáreas provenientes de la alteración de las cenizas recientes que los cubren.

Características físico-químicas

La fineza de los materiales que alcanzaron a la región costanera, así como la temperatura más elevada que reina en ella, explican el hecho de que, para cenizas de edad idéntica, la textura de los suelos es más arcillosa en la llanura costanera que en los Andes (Cuadro 7).

Cuadro 7. Algunas características físicas de los suelos humíferos con haloysita

Localización		Régimen hídrico	Régimen de temperatura	Suelo	Textura % A.	Textura % L.F	d.a.	Retención de agua a pF 3	Reacción NaF	Mineralogía
Zona costera			T.S.>21°	C21	25-35	25-20	0,9	> 20%		metahalloysita halloysita
Andes	2.800 a 3.200m	Seco (ústico)	T.S. 13-21°	C22	superficie 10-14	22-28	a 1,2	≈ 20%	negativa	montmorillo. halloysita
		Húmedo (údico)	T.S. 13-21°	C23	profundidad					halloysita
	3.200m a 3.600m		T.S. 10-13°	C24	19-22	21-28	0,8 a 0,9	> 20%	positiva	halloysita transición alófano

La densidad aparente (d.a.) se aproxima a 1,0 en los suelos ubicados a altitudes inferiores a 3.500 m. Va en aumento a medida que la textura es más arenosa. Sin embargo, baja con la altitud, correlativamente con la aparición de productos amorfos, revelados por el test NaF.

La halloysita sólo puede ser identificada con facilidad en las regiones húmedas; en las regiones secas de la Sierra, sólo aparece en pequeña cantidad junto con montmorillonita y otras arcillas interestratificadas. En la región costanera es remplazada por metahalloysita, bien cristalizada en las zonas más secas.

La retención de agua a pF 3 es superior al 20 %. Sólo se acerca a este valor en el caso de los suelos de las regiones secas en los cuales las cantidades de arcilla son mínimas.

El pH se aproxima a 6, ligeramente más elevado en los suelos de las regiones secas sobre todo en la parte inferior de perfiles, en donde el carbonato de calcio puede estar presente en forma de finos micelios.

Las proporciones en elementos intercambiables están comprendidas entre 10 y 15 me por 100 g de suelo, siendo un poco más elevadas en los suelos más arcillosos. La tasa de saturación del complejo absorbente depende esencialmente del clima: cercana a 80 en las zonas más secas, ésta baja con la disminución de la duración de la estación seca. En las regiones más húmedas, con la aparición de productos amorfos, baja hasta el 50 % e incluso menos.

Las tasas de materia orgánica son elevadas, sólo disminuyen lentamente en profundidad. Con igual tasa de arcilla, las cantidades de materia orgánica son más elevadas en las regiones húmedas que en las regiones secas. En estas últimas, las proporciones de materia orgánica aumentan a medida que los suelos son más arcillosos (Cuadro 8).

Cuadro 8. Algunas características químicas de los suelos humíferos con halloysita.

Localización		Régimen hídrico	Régimen de temperatura	Suelo	pH	B.I. me	Saturación (%)	M.O. (%) en superf.	AH/AF
Zona Costera		seco (ústico)	T.S.>21°	C21	6-7	17-18	60-70 hasta 80	6-10	cerca de 1
Andes	2.800 a 3.200m		T.S.13-21°	C22				2-3	3-4
	3.200 a 3.600m	húmedo (údico)	T.S.13-21°	C23	5,5 a 6,5	10-15	55-70 a veces <50		cerca de 1 aumenta en profundidad
			T.S.10-13°	C24					

Los contenidos de ácidos húmicos siguen siendo más elevados que los de ácidos fúlvicos. Bajo un mismo régimen térmico, las cantidades de los primeros son mayores en región seca que en región húmeda. Cuando la humedad es la misma, el valor de la relación AH/AF es más elevado en altitud que en la zona costanera.

4.5. LOS SUELOS HUMÍFEROS CON ALOFANAS, LOS ANDOSOLES: C3

Los Andosoles se caracterizan por el predominio, entre los minerales secundarios, de productos amorfos que conforman, junto con la materia orgánica, complejos organo-minerales estables. Como el mantenimiento de los productos amorfos en el suelo se ve favorecido por una humedad permanente, los Andosoles están presentes en todas las regiones húmedas a perhúmedas recubiertas por materiales piroclásticos. Algunas características, tales como la tasa de saturación y la capacidad de retención de agua del suelo, dependen de las precipitaciones o de la humedad ambiente. Sus valores permiten definir algunos conjuntos.

4.5.1. Los Andosoles saturados (tasa de saturación > 50%): C 31

En una secuencia climática en la que el clima va de seco a húmedo, estos Andosoles saturados son intermedios entre los suelos isohúmicos anteriores y los Andosoles desaturados. Aunque puedan existir teóricamente en zonas relativamente secas (régimen ústico), en el Ecuador sólo han sido observados bajo régimen údico.

En las regiones andinas, las variaciones climáticas correspondientes a un aumento de la humedad con la altitud, se producen en distancias cortas. Por lo tanto, estos suelos sólo ocupan estrechas franjas de terreno, más o menos paralelas a las curvas de nivel. Además, resulta difícil identificarlos con exactitud ya que, paralelamente a la disminución de la tasa de saturación, los minerales arcillosos son remplazados progresivamente por productos amorfos, de tal manera que los límites entre suelo isohúmico, Andosol saturado y desaturado no son rigurosos.

En la región costanera, las variaciones climáticas son mucho menos drásticas que en la Sierra. Por lo tanto, los Andosoles saturados ocupan una franja de un ancho considerable, de cada lado de la ciudad de Quevedo.

En esta región, el suelo tiene un espesor mediano (80 a 90 cm) con un horizonte humífero de alrededor de quince centímetros, pardo oscuro, rico en materia orgánica (8 a 10 %), al cual sigue un horizonte amarillo intenso aún rico en materia orgánica (3 % a 90 cm) y muy friable. El conjunto es muy untuoso y presenta una fuerte reacción al fluoruro de sodio, debido a una elevada concentración de productos amorfos. La difractometría de rayos X también revela un poco de halloysita.

Este suelo reciente (1.600 años según dataciones con C 14) cubre un paleosuelo, formado a partir de cenizas antiguas, rojizo, muy arcilloso (metahaloysita y haloysita) que representaría, si las condiciones climáticas no hubieran variado considerablemente desde hace algunos miles de años, el suelo climático al cual este Andosol debe llegar.

Características analíticas

Los resultados del análisis granulométrico muestran el brusco aumento de los contenidos de elementos finos en los suelos enterrados (Cuadro 9).

Cuadro 9. Características físicas de los Andosoles saturados de la región costanera.

	profundidad	textura en %				d.a.	agua
	en cm	Arc.	LF	LG	Ar.		pF 3
suelo reciente	0-15	16,8	30,4	19,2	24,5	0,75	48,4
	50-70	15,5	29,3	21,0	31,9	0,74	47,4
suelo enterrado	150	71,8	14,0	4,0	3,2	> 1	-

Los valores de la densidad aparente, inferiores a 0,8, confirman el carácter ándico de los suelos de superficie. Los valores de la tasa de saturación son la causa de su agrupación con los Andosoles saturados (Cuadro 10).

Cuadro 10. Características químicas de los Andosoles saturados de la región costanera.

	prof.	pH	BI	S/T	M.O.	C/N
	en cm		me/100	%	%	
suelo reciente	0-15	6,6	24,8	71	8,6	9,6
	50-70	6,7	11,7	55	3,0	9,7
suelo enterrado	150	6,5	9,9	55	0,3	-

4.5.2. Los Andosoles desaturados

Son Andosoles en los cuales la tasa de saturación del complejo absorbente es inferior al 50 %. Están ubicados en las regiones más húmedas, tanto en altitud como en los relieves ligeramente ondulados de la Amazonía o de la región costanera. También se encuentran en las vertientes externas de los Andes en asociación con rocas y suelos rejuvenecidos y transformados, en las pendientes más fuertes.

Se separaron dos grandes conjuntos según su capacidad de retención de agua a pF 3. El primero, con una capacidad inferior al 100 %, corresponde a los Andosoles desaturados propiamente dichos (Dystrandepts en la Soil

Taxonomy); el segundo, con una capacidad superior al 100 %, a los Andosoles perhidratados (Hydrandepts en la Soil Taxonomy). Estos dos conjuntos fueron, a su vez, divididos en dos subconjuntos en función de la temperatura del suelo (superior o inferior a 13°).

Andosoles desaturados típicos (con capacidad de retención de agua inferior al 100 %)

Morfología

Las características morfológicas pueden variar sustancialmente a medida que nos alejamos del centro de emisión. A poca distancia, el suelo es de gran espesor, está constituído por una alternancia de horizontes alterados y de capas de lapilli blancuzcas poco o nada alteradas. Lejos del centro de emisión, el suelo, más alterado en su conjunto, presenta un aspecto más homogéneo y todavía puede alcanzar 1,50 m de espesor.

La textura varía de franco-arenosa a franca, siendo los suelos más arenosos conforme se acercan a los volcanes.

Por lo general, el grado de estructuración es bajo y el perfil presenta muchas veces un aspecto macizo. Los terrones, aunque friables, presentan cierta cohesión.

El suelo es ligeramente untuoso y la porosidad sigue siendo elevada.

El color de los horizontes depende estrechamente de la altitud a la cual se encuentra el suelo.

Se distinguen dos subconjuntos según los regímenes de temperatura del suelo, y por lo tanto, según la altitud:

. Los suelos ubicados a menos de 3.000 m (C 32), presentan un régimen de temperatura térmico (13°<t.s.<21°) o hiper-térmico (t.s. superior a 21°). El horizonte humífero es medianamente oscuro (croma de 2) y de escaso espesor. El horizonte subyacente puede ser amarillo intenso (10YR 5/6 o 5/8) aunque todavía rico en materia orgánica (5 %), o más oscuro (10YR 3/3) en el caso de los suelos más jóvenes, más arenosos y menos ricos en productos amorfos.

. Los suelos ubicados a más de 3.000-3.200 m (C 33) tienen regímenes de temperatura mésicos (t.s. entre 10 y 13°) o críicos (t.s.<10°). Tienen tintes muy oscuros (croma inferior o igual a 1). En efecto son muy humíferos (más del 10 % de materia orgánica hasta 1 m de profundidad). En numerosos casos, el color, relativamente más claro debajo del horizonte de superficie, puede oscurecerse de nuevo en profundidad.

Los suelos antiguos enterrados por suelos recientes son todos Andosoles perhidratados. Sin embargo, en los páramos en donde la erosión glaciar limpió los suelos antiguos, los Andosoles desaturados reposan directamente sobre la roca o sobre materiales glaciares.

Características analíticas comunes

En el caso de los suelos más arenosos, cercanos a los centros de emisión, la densidad aparente, generalmente inferior a 0,8, puede alcanzar valores cercanos a 1.

La capacidad de retención de agua a pF3 es superior al 50% en los horizontes de superficie y aumenta progresivamente en profundidad en donde puede alcanzar valores superiores a 100. Sin embargo, en los suelos arenosos, siempre es más baja, inferior al 50 %.

Si bien el pH (cercano a 6), la capacidad en elementos intercambiables (de 2 a 4 me/100 g) y la tasa de saturación (del 5 al 20 %) son comparables en todos los suelos, no ocurre lo mismo con las características de la materia orgánica que difieren según la altitud.

En el caso de los suelos ubicados a más de 3.000 m, las tasas de materia orgánica son elevadas (superiores al 10 %) en todo el perfil, la relación C/N también es alta y las cantidades de ácidos húmicos son siempre superiores o iguales a las de ácidos fúlvicos.

En los suelos ubicados a menor altitud, las cantidades de materia orgánica sólo son elevadas en el horizonte superior y disminuyen notablemente en los horizontes subyacentes. La relación C/N está comprendida entre 10 y 13 y las cantidades de ácidos húmicos se vuelven progresivamente inferiores a las de ácidos fúlvicos.

Andosoles desaturados perhidratados (con capacidad de retención de agua superior al 100 %)

Así como en los suelos anteriores, la temperatura del suelo de 13° puede ser considerada como un límite entre 2 subconjuntos.

Los suelos con temperatura superior a 13°: C 34

Están ubicados en las regiones más húmedas, tales como las primeras estribaciones amazónicas así como las vertientes externas orientales de los Andes. También se encuentran en el noreste de la provincia de Esmeraldas en donde las precipitaciones alcanzan 6.000 mm. En esta región, los suelos, más arenosos, parecen más jóvenes. Podrían haberse formado a partir de depósitos muy recientes provenientes de volcanes ubicados en Colombia.

Morfología

En los relieves suavemente ondulados de la región del Puyo, los suelos son gruesos, de cerca de 2 m. Son humíferos, muy ricos en materia orgánica (25 %), pardo negros (10YR2/2) en unos veinte centímetros, muy untuosos y muy húmedos en todo el perfil.

El color se vuelve luego pardo amarillo (10YR3/2,5) despúes amarillo (10YR5/6) aunque con cantidades elevadas de materia orgánica (10 al 11 %). La textura es franca y los suelos siguen siendo untuosos al tacto.

Debajo, se observa a menudo un nivel arcilloso blanco, muy rico en halloysita.

La reacción al fluoruro de sodio es muy fuerte en todo el perfil, con excepción del nivel blanco.

Características analíticas

La densidad aparente es muy baja, de 0,2 a 0,4; las cantidades de agua en el suelo in situ, cercanas a las que se obtienen a pF3 en suelo húmedo, siempre son muy elevadas: por lo general superiores al 200 %, alcanzando a veces los 300 %.

El pH, bajo en superficie, aumenta en profundidad y es ligeramente inferior a 6 en todo el resto del perfil. Las cantidades de bases intercambiables son muy bajas (inferiores o iguales a 0,3 me/100g) y la tasa de saturación del complejo absorbente también (inferior o igual al 1 %).

Todo el perfil es rico en productos amorfos. En todos los horizontes se identificó gibsita pero sus cantidades aumentan en profundidad sobre todo en el nivel blanco con halloysita.

Los suelos con temperatura inferior a 13°: C 35

Ocupan los páramos que rodean a la cuenca de Cuenca. Contrariamente a los suelos anteriores, cuyo grado de meteorización se debe a la abundancia de las precipitaciones, en estos suelos, la fuerte alteración de las cenizas se debe a la fineza de los materiales originales, debida al alejamiento de los centros de emisión.

Morfología

En la mayoría de los casos, los suelos son poco profundos (40 a 50 cm). Son negros, muy untuosos por ser ricos en agua y en materia orgánica. Las altas tasas correspondientes (siempre superiores al 30 %) tornan difícil la apreciación de la textura. La reacción al fluoruro de sodio es siempre muy fuerte.

Los suelos descansan tanto sobre materiales glaciares transformados como sobre rocas limpiadas por los glaciares.

Características analíticas

Los resultados del análisis granulométrico son poco confiables ya que la dispersión es muy mala. La densidad aparente es muy baja, de 0,2 a 0,3. Las cantidades de agua son muy elevadas, muchas veces superiores al 200 %.

El pH es muy bajo (4,6 en superficie; 4,9 en profundidad). Las bases intercambiables y la tasa de saturación también lo son.

Las importantes cantidades de materias orgánicas permitirían considerar a estos suelos como suelos orgánicos y no como Andosoles. La relación C/N es elevada y los ácidos húmicos más abundantes que los ácidos fúlvicos (Cuadro 11).

Cuadro 11. Características físico-químicas de los Andosoles desaturados, típicos y perhidratados

Andosoles desaturados típicos, capacidad de retención de agua inferior al 100%

Temp. suelo	Suelo (perfil)	alt. (m)	prof. (cm)	color	Textura (%) A	L	S	d.a.	pF3	pH	B.I. me	V %	M.O. %	C/N
	C32		0-15	10YR3/2	37,9	39,9	22,2	-	52	6,0	4,9	11	12,0	10,9
	(502)	2.000	60-70	10YR5/6	16,9	71,9	11,2	0,67	86	6,2	6,7	17	4,6	10,1
Sup. a			105-120	10YR5/8	9,6	77,9	12,5	0,41	112	6,3	4,2	10	4,4	. 9
13°	C32		0-10	10YR3/3	19,7	41,9	38,2	0,78	34	6,0	12	30	11,8	7,5
	(540)	1.480	25-40	10YR3/3	17,2	42,1	0,6	0,95	32	6,0	3,7	16	6,3	12,7
			55-65	10YR3/2	12,5	30,6	56,9	1,11	31	6,1	3,8	13	7,2	13
	C33		0-20	10YR2/1	25,2	46,8	28,0	0,67	68	5,2	2,0	5	16,0	15,2
	(500)	3.600	50-70	10YR3/2	25,4	45,2	29,3	0,65	67	6,0	1,6	6	10,3	14,4
Inf. a			90-120	10YR2/1	12,3	69,6	18,2	0,53	101	5,6	2,6	5	13,2	16,1
13°	C33		0-10	2/0	10,7	40,1	49,2	0,77	44	6,0	4,0	15	13,5	15,1
	(545)	3.770	40-50	10YR2/1	17,1	30,4	52,5	0,74	50	5,8	2,9	11	10,9	14,7
			70-80	2/0	14,8	23,1	62,0	0,86	44	5,8	3,1	15	10,4	14,3

Andosoles desaturados perhidratados, capacidad de retención de agua superior al 100%

Sup. a	C34		0-10	5YR2,5/2	33,7	57,4	8,9	0,30	189	4,6	1,9	3	28	18,4
	(488)	1.130	30-50	10YR3/2.5	25,5	65,7	8,7	0,47	182	5,9	0,2	1	11	12,3
13°			100-120	10YR5/6	49	45,2	5,8	0,22	253	5,8	0,07	≤1	10,7	13,5
Inf. a	C35		0-10	2/0	36,2	61,7	2,1	0,23	228	4,6	5,4	6	55	15,8
13°	(522)	3.900	30-40	2/0	49,5	45,7	4,8	0,34	174	4,9	1,0	1	36	22,3

5. LOS SUELOS SOBRE ROCAS ANTIGUAS: S

Los suelos sobre rocas antiguas cubren más o menos los 2/3 del Ecuador continental. Constituyen la mayor parte de la Amazonía peri-andina y de la zona costanera así como el tercio meridional de la región andina.

El término rocas antiguas reune rocas muy diferentes: sedimentarias, metamórficas y eruptivas. La variedad de los suelos formados sobre rocas antiguas se explica por la multiplicidad de las condiciones pedogenéticas que resultan de la variedad de los climas, de las rocas madres y de las situaciones topográficas.

5.1. LOS FACTORES DE LA PEDOGÉNESIS

5.1.1. El clima

Debido a las variaciones de las temperaturas y de las precipitaciones, sobre todo según la altitud, el clima constituye seguramente el principal responsable de la diversidad de los suelos, cuya repartición está por lo general organizada en climo-secuencias.

Las precipitaciones

La evolución de las características edafológicas según una secuencia climática en la cual las precipitaciones aumentan regularmente, se resume en el cuadro 12. Con el objeto de evaluar más adecuadamente solo la influencia de las precipitaciones, los valores de las características indicadas corresponden a suelos desarrollados en rocas madres sedimentarias muy parecidas y en posiciones topográficas similares.

Son sobre todo los valores del pH, de la suma de las bases intercambiables y de la tasa de saturación los que varían más regularmente con el aumento de las precipitaciones. Estos valores disminuyen a medida que aumentan las precipitaciones.

Las cantidades de hierro libre son inferiores o iguales al 3 % en el caso de los suelos de las regiones más secas y superiores a este valor tratándose de los suelos de las regiones muy húmedas.

El índice de KAMPRATH 100 (A1/A1+S) es elevado sólo en los suelos desaturados, sean estos ferralíticos o seudo-ferralíticos (Cuadro 12)

Cuadro 12. Evolución de las características de los suelos en función del clima.

precipitación (mm)	100	500 a 600	1000 a 1200				5000
duración estac. seca	12	10	8				0
rég.hídrico del suelo	arídico	ústico	údico				perúdico
Características morfológicas							
color	amarillo 10YR				aparición rojizo	rojizo y amarillo vivos	
profundidad	poco a medianamente profundo					profundo	muy profundo
particularidades	$CaCO_3$ en el perf. yeso	$CaCO_3$ en profundid.	sin $CaCO_3$	sin caracter. vérticas			
				presencia de capa lixiviada			
Características analíticas							
pH	> 7 aumenta en profundid.	< 7 en superfic. > 7 en profundid.	< 7 disminuye en profund.	6-7	5,7-6,5	5,8-6,5	4-5,5
Bl en el "B" me/100g	45-55	35-50	25-40	30-40	15-20 a 40cm 30-32 a 90cm	7-12	inferiores a 4
CIC me/100g	más o menos igual a la suma de bases intercambiables			30-45	35 a 80cm	10-12	10-15 o 30-50
saturación %	saturados			80-100	85-90	40-70	inferior a 10
Fe libre	< 3			1,5-3	cerca de 3	3,5-5	5-7,5
Fe libre/Fe total	< 0,4			< 0,4	0,4-0,6	0,5-0,7	0,5-0,9
100Al/Al+S	-			-	< 1	1-4	> 30 > 90
mineralogía	montmorillonita muy bien cristalizada			montmorillonita	metahalloysita en cima, montmorillonita debajo del perfil	metahalloysita halloysita kaolinita hematita trazas de gibsit.	metahalloysita halloysita o montmorillonita kaolinita hematita, goetita, gibsita
M.O. %	1-3	2-4	5-6	5-5,5	4-6	2,5-6	4 y más
suelos	S 41 S 42 S 44 vérticos			S 54 "bruns"	S 64 fersialíticos	S 72 ferralíticos saturados	S 81 a 85 S 87-88 ferralíticos seudo-ferralíticos desaturados

La temperatura

La influencia pedogenética de las temperaturas, cuya media anual es una función lineal inversa a la altitud (de más de 20° en las regiones bajas tales como la Amazonía y la zona costanera, pasa a menos de 10° al nivel de los páramos), es difícilmente disociable de la influencia de las precipitaciones que varían también, pero según una ley diferente (de cero a 2.000 m de altitud aumentan, y luego disminuyen).

Una de las consecuencias más evidentes de la disminución de la temperatura es, al igual que en los suelos sobre cenizas, la acumulación de la materia orgánica. Por otra parte, a igual altitud, esta última es más abundante en los páramos orientales, más húmedos, que en los páramos occidentales.

Considerando que la velocidad de las reacciones químicas disminuye con las temperaturas, deberíamos observar suelos menos evolucionados en las zonas más frías pero, debido al aumento de las precipitaciones, ocurre de otra manera y algunos suelos, entre los más evolucionados, ferralíticos, se encuentran en posición cimera. Sin embargo, es probable que estos suelos, que se observan en el Sur de los Andes, se hayan formado bajo climas más húmedos y más calientes que los actuales.

5.1.2. La roca madre

La influencia pedogenética de la roca madre es poco perceptible en condiciones de agresividad climática extrema: las de fuerte aridez que bloquean el desarrollo de los suelos y las de gran humedad que empujan su evolución hacia términos últimos cuyos productos se volverán más uniformes mientras más larga haya sido tal evolución.

En el caso de suelos relativamente jóvenes, formados en condiciones climáticas moderadamente agresivas, la diversidad de las rocas madres tiende a influir en forma más perceptible la pedogénesis y a romper el determinismo de las climo-secuencias.

Podemos recordar que con iguales condiciones climáticas y topográficas, la roca madre determina o influeye en:

° la textura de los suelos: algunos suelos provenientes de conglomerados son, en una primera fase de evolución por lo menos, arcillo-pedregosos; los suelos sobre granito son arcillo-arenosos; sobre ciertas areniscas son arenosos y sobre ciertas rocas volcánicas no son cuarzosos, sino no-arenosos;

° la composición química: las cantidades de elementos totales y asimilables, así como las cantidades de óxidos de hierro y de aluminio, y por lo tanto el color, dependen directamente de la composición de las rocas;

° la constitución mineralógica: así es como las rocas sedimentarias ricas en materiales de origen volcánico evolucionan generalmente hacia suelos halloysíticos; en la región costanera, los suelos sobre arcillas sedimentarias heredan montmorillonita mientras que los suelos sobre esquistos heredan metahalloysita. Finalmente, en la región amazónica, algunas rocas sedimentarias consideradas globalmente como pelitas, son originalmente tan ricas en arcillas 2/1, que éstas subsisten, aun cuando la zona está sometida a las más agresivas condiciones climáticas. Los suelos presentan además las características morfológicas y físico-químicas de los suelos ferralíticos muy fuertemente ácidos y desaturados: se trata de suelos "seudo-ferralíticos" que pueden ser considerados como una variedad tropical de los pelosoles.

5.1.3. La topografía

El rejuvenecimiento de los suelos por erosión es más importante cuando la pendiente es más fuerte. Con pendientes iguales, los suelos son más erosionados al ser el clima más seco. Es así como los "suelos poco evolucionados de erosión" aparecen sobre pendientes débiles con clima árido, mientras que bajo clima húmedo sólo están presentes en pendientes relativamente fuertes.

En algunos casos, la topografía desempeña un papel determinante en la pedogénesis: bajo clima tropical con estaciones contrastadas, una topografía plana favorece el proceso de planosolización.

La topografía, así como la roca madre, tienden a romper la regularidad de las climo-secuencias.

5.2. LOS SUELOS POCO EVOLUCIONADOS: S1

Son suelos en los cuales los procesos erosivos vencen a los procesos de pedogénesis. Por lo tanto, se caracterizan por un perfil poco espeso, muchas veces inferior a 10 cm y por el afloramiento frecuente de rocas del substrato. En las zonas más secas, en donde la erosión es frecuentemente fuerte, se encuentran sobre relieves relativamente suaves, mientras que en zona más húmeda en donde la pedogénesis es más intensa, sólo están presentes en los relieves fuertes.

En la clasificación francesa son principalmente "suelos poco evolucionados de erosión, no climáticos", aunque el clima, conjuntamente con la topografía, sean la causa de su existencia. En la Soil Taxonomy corresponden casi exclusivamente al orden de los Entisols.

Según el color, los valores del pH y las cantidades de materia orgánica de los suelos, se pueden distinguir varios conjuntos.

- Los suelos amarillentos con pH superior o igual a 7

En clima muy seco y árido, las cantidades de materia orgánica son muy bajas, muchas veces inferiores al 1 % (S11).

En clima seco, estas cantidades son un poco más elevadas pero siguen siendo bajas (S12).

En ambos casos, las cantidades de bases intercambiables son altas, superiores a 40 me/100 g de suelo.

- Los suelos amarillos a pardo-amarillentos, con pH ligeramente inferior a 7, de las zonas húmedas.

Pueden ser poco humíferos (S13), humíferos (S14), con contenidos de materia orgánica superiores al 5 % y cantidades de bases intercambiables comprendidas entre 10 y 40 me/100 g, hasta muy humíferos: es el caso de los Rankers cuyo contenido de materia orgánica se eleva a más del 10 % bajo el efecto de una fuerte humedad muchas veces relacionada con la altitud (S15).

- Los suelos rojizos (S16)

Deben su color a la presencia de óxidos de hierro. La relación hierro libre/hierro total es cercana a 0,3, el pH se aproxima a 6. Están ubicados en zona seca sobre rocas metamórficas o volcánicas. Corresponden a un facies erosionado de los suelos fersialíticos, a los cuales están frecuentemente asociados cuando el relieve es más suave.

5.3. LOS PLANOSOLES: S 2

Se caracterizan por una discontinuidad textural brutal a poca profundidad (entre 10 y 50 cm); el contacto entre el horizonte superior empobrecido en arcilla y el horizonte textural subyacente, más arcilloso, es llamado "plánico".

Están ubicados en zonas climáticas en donde la alternancia de las estaciones secas y húmedas favorece el proceso de ferrolisis, en relieves llanos o suavemente ondulados.

La originalidad de su morfología y de los procesos que los crean justifica su clasificación en un grupo específico creado en la leyenda F.A.O. En las clasificaciones francesa y americana, estos suelos, según los casos, se dividen en diferentes clases u órdenes.

Morfología

En el Ecuador, la presencia de horizontes vérticos así como la naturaleza más o menos friable del horizonte textural permiten distinguir tres conjuntos.

- Los suelos con características vérticas en profundidad cuyo horizonte textural es macizo en su parte superior (S 21)

Bajo un horizonte humífero franco, friable, se encuentra un horizonte blanco muy friable y poroso, con algunas pequeñas manchas pardas redondas, a veces ligeramente endurecidas.

En profundidad, a este horizonte álbico le sigue un horizonte aún franco, pero un poco más pardo con numerosos gránulos blancos. Es ligeramente más estructurado y pasa bruscamente al horizonte textural que es humífero, muy arcilloso, macizo con algunas grietas de contracción que delimitan una ancha estructura prismática en estación seca. En profundidad, el color se aclara, la textura se vuelve un poco más arcillosa; la estructura es maciza, pudiendo algunas superficies brillantes ser asimiladas a "slickensides".

- Los suelos con características vérticas en profundidad cuyo horizonte textural es friable en su parte superior (S 22).

Se diferencian de los anteriores por una muy fuerte estructura de la parte superior del horizonte textural: los elementos estructurales son prismáticos finos (1 cm de ancho), excesivamente duros pero muy poco coherentes entre sí, lo que confiere al conjunto del horizonte una gran friabilidad.

Están ubicados en climas áridos y la acumulación del carbonato de calcio, generalizada en el horizonte textural, aumenta en profundidad.

- Los suelos sin características vérticas en profundidad (S 23).

Están localizados sobre formaciones sedimentarias mucho más arenosas y se diferencian, por lo tanto, de los anteriores esencialmente por su textura. Además, al parecer la planosolización, provocada por la aridez del clima, no es actual. Sin embargo, la erosión, importante pese al bajo porcentaje de las pendientes, es particularmente activa. El horizonte empobrecido es, por lo tanto, de poco espesor (5 a 10 cm, a veces menos) y es poco o nada humífero. El horizonte textural subyacente es pardo oscuro, arcilloso; presenta una estructura poliédrica angular fina y clara y algunas acumulaciones de carbonato de calcio bajo la forma de manchas blancas. En profundidad, la textura se vuelve arenosa y aumentan las acumulaciones de carbonato (Cuadro 13).

Cuadro 13. Características físico-químicas de los planosoles.

suelo	régimen hídrico	hor.	prof. cm	textura A%	textura LF%	pH	B.I. me	Na total	CIC	C ‰	N ‰	CO_3Ca %
S 21	ústico	A	0-10	26,4	36,3	6,0	0,4	19,4	20	24,6	2,64	-
			35-45	21,2	43	6,8	0,85	11,3	15	0,85	0,46	-
		B	60-75	62,7	20,2	7,1	13,0	39,1	33	1,52	0,66	11,8
			115-125	68,9	17,6	7,3	16,7	44,6	31	1,42	0,53	6,3
S 22	arídico	A	0-10	15,0	35,8	6,9	0,3	19,3	19	16,6	1,84	-
			30-35	9,8	39,4	7,8	0,6	8,9	11	1,4	0,32	11,2
		B	55-65	47,1	18,7	8,1	12,5	46,2	38	2,1	0,26	22,5
			100-110	46,6	21,8	8,6	26,9	77,6	36	0,63	0,13	117,5
S 23	arídico	A	0- 6	6,7	6,8	7,2	0,75.	5,8	8	1,76	0,23	-
			6-20	37,7	9,9	8,4	13,3	36,4	14	2,55	0,29	39,3
		B	60-70	14,0	7,2	8,0	16,4	28,1	21	0,29	0,15	33,9
			100-110	2,2	3,7	7,9	13,76	23,2	19	0,26	0,09	30,9

El aumento de las cantidades de arcilla de los horizontes empobrecidos a los horizontes texturales es siempre importante. El análisis con rayos X confirma el fenómeno de destrucción de las arcillas en los horizontes empobrecidos que se caracterizan por la presencia de productos amorfos mientras que los horizontes texturales se caracterizan por la presencia de minerales arcillosos montmorilloníticos. En los suelos no vérticos (S 23) la disminución de las cantidades de arcilla en profundidad es muy clara.

El pH y los contenidos de carbonato de calcio aumentan en profundidad, sus valores aumentan más aún a medida que el pedo-clima es más seco. Las cantidades de sodio también se incrementan con la profundidad.

Las cantidades de materia orgánica, más altas en los suelos de las regiones secas que en los de las regiones áridas, siempre pasan por un mínimo en el horizonte empobrecido antes de aumentar en la parte superior del horizonte textural.

5.4. LOS SUELOS CON CARÁCTER MÓLICO: S 3

Los suelos agrupados en esta categoría se caracterizan por un horizonte humífero cuyas propiedades son las del epipedón mólico definido en la Soil Taxonomy. Por lo tanto, son horizontes humíferos de color oscuro por ser ricos en materia orgánica. Su espesor es importante en relación con el de los horizontes subyacentes. Son friables y presentan un grado de saturación del complejo absorbente superior al 50 %.

En la Soil Taxonomy, estos suelos pertenecen, por lo tanto, al orden de los Mollisols, mientras que en la clasificación francesa entran en la clase de los suelos isohúmicos pero también en otras clases como la de los suelos calcimagnésicos.

Sus propiedades dependen de la naturaleza del substrato pero, sobre todo, de su pedo-clima.

Morfología

Los suelos con pedo-clima húmedo (régimen údico)

Los suelos profundos arcillo-limosos (S 31)

El horizonte humífero, de pardo a pardo oscuro (10 YR 3/2), es grueso (60 a 80 cm). La estructura, poliédrica fina subangular, es muy clara en los 30 primeros centímetros, un poco menos en profundidad.

Despúes de este horizonte franco a franco-arcilloso, sigue un horizonte más amarillo, y más arcilloso, siempre bien estructurado, cuyo espesor alcanza de 50 a 60 cm.

Estos suelos están localizados sobre superficies estructurales areniscosas más o menos bien conservadas de las regiones húmedas.

Los suelos medianamente profundos de francos a arcillosos (S 32)

Están ubicados sobre relieves derivados de las mesas areniscosas más o menos destruidas; son relieves muchas veces fuertes, en la superficie de los cuales el coluvionamiento es general. Las características morfológicas de los perfiles son por lo tanto extremadamente variables.

En relación con los suelos anteriores, la profundidad es menor, el epipedón es menos grueso, la textura es muy heterogénea: en los suelos menos profundos es muchas veces franca, más arcillosa en los suelos de mayor espesor, sobre todo en la parte baja del perfil, mientras que los horizontes superiores están empobrecidos. La estructuración está siempre bien desarrollada.

Los suelos arcillo-pedregosos (S 33)

Se desarrollaron en pequeñas cuencas sedimentarias en donde la naturaleza conglomerática del substrato explica su textura. El porcentaje de piedras puede alcanzar, del 50 al 60 % del volumen total.

Los suelos con pedo-clima seco (régimen ústico)

Están ubicados sobre formaciones sedimentarias de arcillosas a arcillo-areniscosas. Su morfología depende esencialmente de su posición topográfica así como de la naturaleza del substrato.

Los suelos arcillosos profundos (S 34)

Están úbicados en la parte cimera de vestigios de superficies estructurales.

Los suelos son profundos con un horizonte humífero grueso (40 a 50 cm).

La textura, arcillosa en superficie, se vuelve más franca en profundidad.

La estructura es siempre muy fuerte en el horizonte humífero, pero sigue siendo cerrada lo que lo vuelve coherente. En profundidad, el grado de estructuración disminuye.

El carbonato de calcio aparece debajo del epipedón y aumenta en profundidad.

Los suelos medianamente profundos (S 35)

Están ubicados en las partes inferiores de las vertientes con fuertes pendientes de las colinas de arcilla calcárea.

Se caracterizan por un epipedón no calcáreo, arcilloso, con amplia estructura poliédrica subangular. Los elementos estructurales son duros pero porosos; se desmenuzan en finos gránulos.

El epipedón es remplazado por un horizonte blancuzco por ser muy rico en carbonato de calcio, más o menos coluvionado, con numerosos residuos de arcilla original, maciza pero friable.

La arcilla original poco alterada, verduzca, está cubierta por una fina capa de carbonato de calcio.

Son típicamente "suelos pardos cálcicos".

Características analíticas

El análisis granulométrico muestra el aumento de las cantidades de arcilla en profundidad en los suelos con pedo-clima húmedo. En los suelos S 31, tal aumento corresponde, sobre todo, a una lixiviación vertical de arcilla, mientras que en los suelos S 32 el fenómeno se debe sobre todo a un empobrecimiento de los horizontes de superficie por lixiviación oblícua (Cuadro 14).

Los valores del pH son más elevados en los suelos con pedo-clima seco (superiores a 7 en profundidad) que en los suelos con pedo-clima húmedo. Sucede lo mismo con los valores de la tasa de saturación. Las diferencias observadas entre los valores de las capacidades de intercambio de los suelos con régimen údico (10 a 17) y aquellas de los suelos con régimen ústico (33 a 40) se deben, sobre todo, a diferencias mineralógicas; los suelos de las regiones secas están

Cuadro 14. Características fisico-químicas de los suelos con carácter mólico

suelo	régimen hídrico	hor.	prof.	textura		pH	BI	CIC	V	C	N	CO_3Ca
				A %	L %				%	‰	‰	‰
S 31	údico	A	0- 20	25,4	33,7	6,8	13,2	28	47	21,0	2,36	-
			40- 60	26,4	37,9	6,9	9,0	11	82	6,3	0,70	30
		B	90-100	33,1	39,1	6,7	10,0	10	100	1,1	0,36	-
S 32	údico	A	0- 20	23,3	44,7	6,5	16,5	22,8	73	25,9	0,31	-
		B	50- 70	30,0	42,0	6,6	16,3	20,8	78	0,4	0,06	37
S 34	ústico	A	0- 10	38,8	34,0	6,9	32,2	34,0	95	28,5	3,15	-
			60- 70	36,8	43,0	7,0	37,2	36,0	100	2,16	0,39	-
		B	85- 95	18,6	50,0	7,1	37,6	45,0	84	1,7	0,41	5,8
S 35	ústico	A	0- 10	53,2	29,3	7,5	39,7	45,0	88	13,2	2,1	-
		B	50- 60	42,8	34,2	7,1	39,1	41,0	95	3,35	0,76	19

esencialmente compuestos por montmorillonita, mientras que en las regiones húmedas, los minerales 1/1, al igual que los minerales 2/1 están presentes en la fracción arcillosa de los suelos.

Las cantidades de materia orgánica son medianas (2,3 a 4,5 %) en el conjunto de los suelos. Son apenas un poco más elevadas en los suelos de las regiones húmedas que en los de las regiones secas.

5.5. LOS SUELOS VÉRTICOS Y VERTISOLES: S 4

Se caracterizan por una estructura maciza en estado húmedo, prismática ancha en estado seco, estando los prismas delimitados por importantes grietas de contracción y por cantidades de arcilla de tipo montmorillonítico superiores al 35 %.

Taxonómicamente, se reagrupan en los Vertisoles y, más frecuentemente, en subunidades vérticas de otros órdenes o clases.

La mayoría son suelos litomorfos y crómicos desarrollados sobre rocas sedimentarias antiguas.

Si bien la pendiente es un factor determinante en cuanto al espesor del perfil, es esencialmente el clima el responsable de las demás variaciones observadas, tanto fisico-químicas como morfológicas.

Morfología

Los Vertisoles con pedo-clima muy seco (régimen arídico): S 41

Se caracterizan por:

Un horizonte A humífero amarillo pardo de 10 a 20 cm de espesor, arcilloso. La estructura es gruesa, son bloques de 5 a 10 cm de ancho que se disgregan, casi siempre, en finos gránulos de 1 a 2 mm.

Un horizonte B poco humífero con una estructura más ancha de bloques prismáticos de 20 a 30 cm.

Un horizonte BC más macizo, que presenta a menudo pequeñas manchas de óxido gris azulado testimonio de un hidromorfismo temporal.

La presencia de carbonato de calcio desde el horizonte B es casi general; la de yeso es característica de los materiales originales más arcillosos.

La profundidad del suelo depende de la pendiente. En pendientes superiores al 25 %, el horizonte C aparece a menos de 50 cm.

Los Vertisoles con pedo-clima seco (régimen ústico)

En relación con los suelos anteriores, el horizonte humífero es más grueso, a menudo más oscuro. No existen cristales de yeso en el suelo y el carbonato de calcio sólo está presente en las partes profundas del perfil.

El espesor también es mayor, la aparición del horizonte C a menos de 50 cm de profundidad sólo es visible en pendientes superiores al 40 %.

En formaciones sedimentarias arcillosas y areniscosas antiguas, los suelos son profundamente arcillosos (S 42). Sin embargo, sobre las formaciones cuaternarias de la formación "Balzar", los suelos (S 43) son más arenosos, localmente poco profundos, aun sobre pendientes suaves, debido a la presencia de estratos arenosos en el material original.

Los Vertisoles con pedo-clima húmedo (régimen údico): S 44

Se distinguen de los anteriores por la ausencia de carbonato de calcio en el perfil y la presencia de claros caracteres hidromórficos en profundidad.

Están ubicados en zonas con clima contrastado que reciben una pluviometría anual media de 1.300 a 1.500 mm.

Características analíticas comparativas

El aumento de los contenidos de arcilla en el horizonte B de los suelos S 42 y S 44 no corresponde a una lixiviación que se pueda descubrir en el perfil, pero es probable que ésta exista por lo menos para los suelos S 44, ya que en regiones más regadas, estos pasan a ser, progresivamente, suelos ferruginosos lixiviados (Cuadro 15).

Cuadro 15. Características físico-químicas de los suelos vérticos

suelo	régimen hídrico	hor.	textura		pH	BI	V %	CO_3Ca ‰	SO_4	C ‰
			A%	L%						
S 41	arídico	A	43	26,1	7,8	41,7	sat.	65,6	-	4,2
		B	43	29,5	8,7	47,4	"	80,9	-	2,04
		BC	38	39,2	8,0	76,9	"	49,7	63,3	0,04
S 42	ústico	A	46	32,8	7,3	31,3	76	-	-	11,6
		B	54	26,1	7,6	46,6	sat.	24	-	2,2
S 44	údico	A	39	44,9	6,8	38,7	95	-	-	30,2
		B	46	36,9	6,5	38,1	sat.	-	-	12,2
		BC	30	54,7	6,6	35,8	"	-	-	8,1

Las cantidades de carbonato de calcio y de ion sulfato corresponden perfectamente a las observaciones de campo. La baja de los valores del pH en los suelos de las regiones más secas en comparación con los de las regiones más húmedas es progresiva, al igual que el aumento de las cantidades de materia orgánica en función del incremento de las precipitaciones.

Al contrario, la tasa de saturación, es por lo general cercana a 100 para todos los suelos, aunque baje en la parte superior de algunos suelos de las regiones más húmedas.

5.6. LOS SUELOS PARDOS: S 5

Son suelos con perfil A(B)C o ABC, por lo general amarillentos. El horizonte humífero nunca es muy grueso, a menudo de espesor inferior a 15 cm y la transición al horizonte subyacente es brusca, lo que los diferencia muy claramente de los suelos isohúmicos.

La presencia de un horizonte B2 es frecuente debido a la lixiviación de la arcilla.

Los minerales arcillosos son de tipo montmorillonítico pero los suelos sólo poseen pocas características vérticas o ninguna.

La relación hierro libre/hierro total es siempre inferior a 0,4.

Se establecieron diferentes categorías según las características analíticas de los suelos, en particular la textura.

Los suelos con dominante arenosa: S 51

Están ubicados en regiones muy secas, sobre formaciones sedimentarias arenosas. Se observan sobre todo en pendientes aún débiles en las cuales la erosión limita el desarrollo del perfil. Son bastante parecidos a los "suelos

poco evolucionados de erosión", con los cuales, además, están asociados en el paisaje, pero se distinguen de ellos por la presencia de un horizonte textural (B). La presencia de carbonato de calcio bajo la forma de micelio es frecuente: sus contenidos aumentan en profundidad. El pH es siempre superior a 7. El complejo absorbente está saturado.

Son suelos "Bruns" en la clasificación francesa. La presencia de un horizonte cámbico con ausencia de epipedón mólico conduce a clasificarlos como Ustropept u Orthid en el sistema USDA.

Los suelos con textura franca: S 52

Están ubicados en regiones secas (con régimen ústico), sobre limolitas cuando la pendiente es importante (superior al 20 %). En cuanto la pendiente se suaviza, por profundización del perfil y arcillificación más intensa, los suelos se vuelven vérticos.

Las cantidades de arcilla son inferiores al 25 % en el horizonte humífero, y disminuyen en profundidad. El pH es por lo general superior a 7 y el complejo absorbente se aproxima a la saturación. El carbonato de calcio está presente en el horizonte C.

Las cantidades de hierro libre están comprendidas entre 1 y 1,5 %.

Fueron a menudo clasificados como suelos pardos cálcicos. En la Soil Taxonomy son Inceptisols (Ustropepts) típicos.

Los suelos con textura arcillosa

Se pueden observar algunos en región seca, bajo régimen ústico (S 53). Difieren poco de los anteriores a no ser por el hecho de tener cantidades de arcilla más elevadas, del 40 al 45 % en el A y en el (B) y por un grado de estructuración más fuerte: estructura poliédrica angular media en el horizonte humífero, fina en el (B).

También se pueden observar algunos en región húmeda, (S 54), bajo régimen údico. Nunca presentan acumulación de carbonato de calcio en su perfil y su pH es ligeramente ácido (6,3 a 6,6). Sin embargo, la tasa de saturación del complejo absorbente sigue siendo máxima. La lixiviación de la arcilla en los perfiles no es general pero sí frecuente. Se acompañan morfológicamente de una estructura más continua en el horizonte lixiviado, mientras que el horizonte de acumulación posee siempre una estructura poliédrica fina muy clara. Estos suelos lixiviados son suelos "Bruns tropicaux lessivés", en la clasificación francesa, y Alfisols, en la Soil Taxonomy.

5.7. LOS SUELOS FERSIALÍTICOS: S 6

Son suelos arcillosos relativamente poco profundos; la zona de alteración aparece muchas veces a menos de un metro. En su mayoría, los minerales arcillosos son de tipo 2/1 pero los de tipo 1/1 aparecen ya sea en la cima del perfil, o sea sobre algunos materiales originales, en todos los horizontes. Los hidróxidos de hierro tales como goetita, pero sobre todo hematites, pueden detectarse con rayos X. En relación con los suelos anteriores, las cantidades de hierro libre son más elevadas, la relación hierro libre/hierro total está comprendida entre 0,4 y 0,6. La relación 100 Al/Al+S es inferior a 1. El pH es ligeramente ácido (6-6,5) y la tasa de saturación es siempre superior al 50 %.

El clima en el cual se encuentran pero, sobre todo, la naturaleza del substrato a partir del cual se formaron, les confieren características muy diferentes.

Los suelos rojos ricos en seudo-arenas

Se observan en la región costanera bajo climas secos (precipitaciones entre 600 y 800 mm) hasta muy secos (menos de 500 mm).

- Sobre colinas formadas a partir de rocas volcánicas, volcano-sedimentarias o esquistos, los suelos (S 61) son poco profundos, inferiores a 50-60 cm.

El horizonte humífero de unos diez centímetros de espesor es relativamente rico en materia orgánica (4 al 5 %); el horizonte subyacente es rojo vivo (2,5 YR), existe una estructura clara de elementos poliédricos finos que se deshacen en gránulos muy finos. El paso a la roca madre es siempre brusco.

La tasa de saturación del complejo absorbente está comprendida entre 65 y 90 %.

Las cantidades de hierro libre son elevadas (5 a 7 %); sobre esquistos, la relación hierro libre/hierro total puede superar 0,6.

Los minerales arcillosos están representados por una mezcla de ilita, vermiculita y metahaloysita; los óxidos de hierro, por el hematita.

- Sobre "glacís", los suelos (S 62) difieren poco de los anteriores desde el punto de vista de las características físico-químicas y mineralógicas. Sin embargo, su textura es arcillo-pedregosa, debido a la naturaleza del substrato. Los suelos son muchas veces lixiviados y más profundos.

Los suelos de amarillos a rojizos arcillosos

Se observan en climas más húmedos (régimen údico). Pueden ser lixiviados.

Los suelos poco o nada lixiviados: S 63

Son suelos arcillosos de amarillos a rojizos, medianamente profundos, desarrollados sobre rocas volcánicas o metamórficas. La estructura del horizonte B es siempre clara (poliédrica fina) pero cerrada. Los indicios de lixiviación son escasos y hasta pueden ser inexistentes.

Mineralógicamente se caracterizan por una mezcla de arcilla 2/1 y 1/1 y por la presencia de hematites.

Las cantidades de hierro libre son elevadas (5 al 8 %); el pH es superior a 6 y la tasa de saturación está comprendida entre el 60 y el 75 %.

Los suelos lixiviados: S 64

Son amarillos, medianamente profundos, formados a partir de rocas sedimentarias arcillosas y arcillo-arenis-cosas.

El horizonte humífero es poco espeso pero con bastante materia orgánica (5 al 6 %).

El horizonte lixiviado (A2), de 20 a 30 cm de espesor, presenta algunas manchas pequeñas puntuales de hidromorfismo. Sus contenidos de arcilla son del 25 al 30 %.

El horizonte B, muy arcilloso (60 %), es macizo y está muy marcado por la hidromorfismo. Pueden presentarse algunos caracteres vérticos.

Los minerales arcillosos son de tipo montmorillonítico en los horizontes profundos, de tipo metahalloysítico en los horizontes de superficie (A2) y principio del (B).

El pH es más bajo que en el caso de los suelos anteriores: 5,2 en superficie. Aumenta en el B (5,7 a 6,1) para volver a bajar en profundidad (5,3 hasta 4,9 en el C). La diferencia entre los pH agua y KC1 puede alcanzar 1,5 unidad pH.

La tasa de saturación, cercana al 50 % en los horizontes A y A2, aumenta en profundidad en donde alcanza valores del 85 al 95%.

Las cantidades de hierro libre son menos elevadas que en el caso de los suelos anteriores (2 al 3 % en el B), pero la relación hierro libre/hierro total igualmente está comprendida entre 0,4 y 0,6.

En la clasificación francesa, estos suelos corresponden bastante bien a suelos "Ferrugineux hydromorphes". En el sistema USDA son Tropudalfs.

5.8. LOS SUELOS FERRALÍTICOS Y SEUDO-FERRALÍTICOS

Estos suelos con colores vivos, profundos, están encima de rocas muy alteradas, en las cuales la lixiviación del silicio tiende a provocar la síntesis de minerales arcillosos de tipo 1/1 (caolinita y halloysita). Los óxidos de hierro

(goetita y hematites) están siempre presentes y la gibsita (óxido de aluminio) en muchos casos. La lixiviación de los cationes intercambiables depende estrechamente de la intensidad de las precipitaciones y lleva a distinguir a los suelos saturados (con una tasa superior al 40 %) de los suelos desaturados (tasa inferior al 40 %, pero por lo general, inferior al 30 %, llegando hasta el 5%).

5.8.1. Los suelos ferralíticos saturados: S 7

Están ubicados bajo climas relativamente poco húmedos: 2.000 a 2.500 mm de lluvia en la región costanera, 1.000 a 1.300 mm en la región andina.

Presentan una transición entre los suelos fersialíticos (S6) y los suelos ferralíticos desaturados (S 8) y poseen por lo general un régimen de humedad údico. Excepcionalmente, al Sur de la región de Quevedo, poseen un régimen ústico y en las zonas todavía más secas, pasan rápidamente a suelos vérticos.

Estos suelos ferralíticos han sido clasificados en la Soil Taxonomy dentro del orden de los Inceptisols, o en el de los Alfisols cuando están lixiviados.

Morfología

Los suelos arcillosos poco o nada lixiviados.

Se caracterizan por un perfil ABC. El horizonte humífero es pardo oscuro, con mucha materia orgánica (2,5 al 6 %). El horizonte B es rojizo (7,5 a 5 YR), muy arcilloso (40 a 60 %), con una estructura poliédrica fina muy clara, pero cerrada, lo que los hace macizos. La presencia de caras brillantes en los elementos estructurales es frecuente. Se pudieron evidenciar algunos revestimientos arcillosos pero los horizontes A2 nunca están muy marcados. Los suelos con régimen ústico (S 71) tienen una morfología cercana a la de los de régimen údico (S 72).

Los suelos arcillo-pedregosos lixiviados (S 73)

Están ubicados encima de los grandes conos del piedemonte occidental de la cordillera de los Andes. La presencia de piedras en el material original confiere a estos suelos su textura arcillo-pedregosa. El horizonte lixiviado A2 es muy claro, sobre todo bajo pastoreo, en donde está marcado por algunas manchas de hidromorfismo. El horizonte B es más amarillo que en el caso de los suelos anteriores; sigue estando bien estructurado.

Características analíticas

El pH es ácido (5,8 a 6,5), las cantidades de elementos intercambiables están comprendidas entre 7 y 12 me, los valores de capacidad de intercambio entre 10 y 16 me/100 g de suelo. La tasa de saturación está comprendida entre el 40 y el 70 %. En suelos que tienen un régimen ústico esa tasa puede acercarse al 80 %.

Las cantidades de hierro libre siempre son superiores al 3 %. Sobre formaciones sedimentarias, se acercan a ese valor mientras que sobre roca volcánica y sobre esquistos, alcanzan valores más elevados (7 al 9 %). La relación hierro libre/hierro total está siempre comprendida entre 0,5 y 0,7.

La relación 100 Al/(Al+S) es baja, entre 1 y 4.

Los minerales arcillosos son de tipo 1/1: se trata por lo general de metahalloysita y de halloysita, a veces de un poco de ilita.

Los óxidos de hierro son principalmente hematites. La gibsita nunca fue identificada en los suelos que poseen un régimen de humedad ústico.

5.8.2. Los suelos ferralíticos o seudo-ferralíticos desaturados: S 8

Son característicos de las regiones más húmedas y se ven afectados por regímenes hídricos údicos y hasta perúdicos. Las precipitaciones correspondientes son superiores a 1.300 mm en las alturas de los Andes y a 2.500 mm en las regiones costaneras y amazónicas.

Los perfiles son de tipo ABC. Reposan sobre materiales originales muy profundos y muy alterados, mientras que sus horizontes están más o menos diferenciados, desarrollados, transformados o rejuvenecidos. En las pendientes más fuertes de las vertientes y de las colinas, estos horizontes están erosionados, pero los niveles lateríticos subsisten.

Bajo la cobertura forestal original, los horizontes humíferos son ricos en materia orgánica, cuya tasa es, por lo general , superior al 4 % en los 20 primeros centímetros. Se distinguen suelos "menos" o "más" humíferos de cada lado de un límite del 10%.

Los horizontes B, a nivel de los cuales serán evaluados todos los demás criterios, presentan colores vivos: pardo, amarillo, rojo o combinado.

Las texturas dependen del material original y pueden presentar importantes residuos cuarzosos (hasta el 90 %).

Es la fracción arcillosa la que caracteriza a estos suelos. Los horizontes superficiales son frecuentemente pobres en arcilla, pero no existen signos evidentes de una acumulación en los horizontes B, ni de una lixiviación, ni de horizontes "argílicos". Además, la textura de los suelos más arcillosos está a menudo disimulada por la abundancia de las seudo-partículas que falsean los resultados del análisis (resisten más a la dispersión cuando las muestras han sido secadas rápidamente y conservadas por mucho tiempo).

Tomando en cuenta las condiciones climáticas y topográficas de los lugares en que se observan estos suelos, deberían ser "ferralíticos", es decir, que su evolución mineralógica debería llevar a la eliminación del silicio, a la concentración relativa de la alúmina (por lo tanto una relación molecular sílice/alúmina inferior a 2), es decir, a la desaparición de los minerales primarios de tipo 2/1. En realidad, se observa una importante proporción de suelos en donde estos minerales subsisten y cuya relación sílice/alúmina sigue siendo ampliamente superior a 2, yuxtapuestos a suelos ricos en gibsita, cuya relación sílice/alúmina baja a 0,7.

No obstante, para todos estos suelos, salvo en caso de rejuvenecimiento por erosión o coluvionamiento, la lixiviación de las bases es de fuerte a muy fuerte, las cantidades de elementos intercambiables son, por lo general, inferiores a 4 me/100 g, y la tasa de saturación, generalmente inferior al 10 %, baja a menos del 1 %. Las cantidades de hierro libre son elevadas, la relación hierro libre/hierro total está comprendida entre 0,5 y 0,9.

La acidez es muy fuerte, ya que el pH siempre es inferior a 5,5 y puede bajar a menos de 4,0. Las cantidades de aluminio intercambiable son excepcionalmente altas, siendo el índice m siempre superior a 30, por lo general, a 80 y llegando a alcanzar 90. Los suelos más desaturados, los más ácidos y los más ricos en aluminio intercambiable son los que contienen la mayor cantidad de minerales 2/1. Como resulta difícil identificarlos (a no ser mediante el análisis) y delimitar su extensión en relación con los verdaderos suelos ferralíticos, son llamados "seudo-ferralíticos".

Los principales criterios utilizados para distinguir, entre sí a estos suelos o coberturas complejas de suelos son:
- la composición mineralógica de la fracción arcillosa,
- los contenidos de materia orgánica,
- los contenidos de aluminio intercambiable (valores de m),
- los colores.

Los suelos con minerales arcillosos de tipo 1/1

Se trata de los minerales característicos de los suelos ferralíticos:ckaolinita, metahalloysita y halloysita.

Los suelos poco humíferos

Son suelos cuyos contenidos en materia orgánica son inferiores al 10 %. Se encuentran por debajo de los 2.500 m de altitud y generalmente por debajo de los 1.800 msnm.

- Los suelos rojos moderadamente provistos de aluminio intercambiable (30<m<80): S 81

Están ubicados en las zonas menos húmedas.

A los valores relativamente bajos de este índice están asociados los valores de pH más elevados (4,8 a 5,5) así como tasas de saturación que pueden alcanzar del 10 al 15 % en el horizonte B.

- Los suelos pardos ricos en aluminio intercambiable (m>70):

Estos suelos son característicos de las formaciones detríticas antiguas de los piedemontes orientales de los Andes, constituidos por areniscas, conglomerados o arenas de origen volcánico. Este tipo de roca madre se prestó a una fuerte evolución ferralítica (la más importante observada en el Ecuador y quizás también en la cuenca amazónica). Además, los perfiles más típicos (que no fueron rejuvenecidos por la erosión) llaman la atención por su color pardo (7,5YR), por un desarrollo homogéneo y profundo así como por una textura casi exclusivamente arcillosa (más del 85 %).

Algunos, desarrollados sobre grauvacas, están constituidos por kaolinita más cristalizada (S 82).

Otros, desarrollados sobre conglomerados con guijarros andesíticos, están constituidos por metahalloysita o halloysita (S 83).

Son muy ácidos (pH de 4,3 a 5,0) y muy fuertemente desaturados (tasas vecinas al 5 %). Sin embargo están asociados a perfiles rejuvenecidos cuyas características son mucho menos pronunciadas.

- Los suelos amarillo sobre rojo, muy ricos en aluminio intercambiable (m>90):

Después de un horizonte B, arcilloso, amarillo (10 YR), viene un horizonte B rojo (5 YR), también arcilloso. Estos suelos se encuentran, bastante bien desarrollados, a menudo modificados por coluvionamiento, sobre los pequeños relieves de la parte baja de las vertientes y de los valles del Sur amazónico (S84). En las fuertes pendientes de las vertientes, están erosionados (S 85).

Los suelos humíferos: S 86

Se encuentran a partir de los 2.500 m de altitud y presentan un régimen de temperatura mésico. Las cantidades de materia orgánica son superiores al 10 % y alcanzan el 25 % (en los 20 primeros centímetros). Se caracterizan por un horizonte humífero muy negro encima de un horizonte B arcilloso amarillo vivo (10 YR 6/8), que se vuelve rojo (5 YR 6/5) en profundidad. La alterita es violácea, con puntos blancos.

Siempre están muy desaturados, muy ácidos. La gibsita es muy abundante, así como el aluminio intercambiable (m>90).

Las coberturas complejas de los suelos con minerales 1/1 y de suelos con minerales 2/1 no separables

Estos suelos recubren sedimentos (conglomerados, areniscas, pelitas y "flyschs") cuya disección deja aflorar uno u otro estrato al cual corresponde tal o cual perfil. En los unos se encuentran suelos ferralíticos, compuestos por kaolinita, huellas de gibsita, de óxido de hierro y de cuarzo en estado fino. Su capacidad de intercambio es baja (10 me/100 g). En otros estratos, sobre todo en las pelitas, subsisten arcillas 2/1 diversas, en cantidad más o menos importante y la capacidad de intercambio se eleva a 40 o 50 me/100 g.

Todos estos suelos son fuertemente ácidos (pH entre 4,1 y 4,6), altamente desaturados (hasta menos del 1 %) y excesivamente ricos en aluminio intercambiable (80<m<98).

Se pueden distinguir tres tipos de cobertura, sobre todo por las cantidades de materia orgánica y los colores.

Las coberturas de suelos poco humíferos:

- Los suelos rojos de las colinas de la Amazonía periandina constituyen la cobertura más importante (S 87). Unos son de color oscuro, bastante profundos, arcillosos. Otros, de color más claro, también arcillosos pero con fuertes proporciones de cuarzo en estado de arenas finas y de limos gruesos, son poco profundos.

Todos son muy ácidos, altamente desaturados y muy ricos en aluminio intercambiable.

- Los suelos amarillos (S 88) del Sur amazónico y del noreste de Esmeraldas son menos profundos, con textura franco-arcillosa pero más humíferos. Contienen arcillas variadas asociadas a cuarzo en estado fino. Algunos perfiles son los más ácidos, los más desaturados y los más ricos en aluminio intercambiable observados en el Ecuador.

Sobre las pendientes fuertes, algunas coberturas similares están erosionadas (S 89); los suelos, amarillos o rojos, son poco profundos.

Las coberturas de suelos humíferos: S 90

Estos suelos están ubicados a más de 3.500 msnm en los páramos del Sur de los Andes, no cubiertos por las cenizas volcánicas. La acumulación de la materia orgánica (hasta el 20 %) se ve favorecida por un clima fresco y húmedo. Bajo el horizonte humífero, se encuentra un horizonte B amarillo pardo (10 YR) arcilloso. Los minerales arcillosos pueden ser caoliníticos, montmorilloníticos o una mezcla de ambos. La capacidad de intercambio es, por lo tanto, muy variable pero la tasa de saturación y la acidez son siempre muy bajas. El índice m es superior a 90.

5.9. LOS SUELOS PODZÓLICOS: S 100

Sobre las mesas de areniscas cuarzosas de la cordillera del Cóndor, se distinguen suelos podzólicos, en asociación con Rankers. Por falta de acceso a la cima de estas mesas, el desarrollo de los horizontes álbicos no se pudo apreciar en el lugar pero se observaron, bajo las cornizas, derrumbes de horizontes orgánicos fibrosos y de niveles areniscosos alióticos, impregnados de soluciones humo-ferruginosas negruzcas. Este tipo de suelo es diferente de las capas de "arenas blancas" que están muy extendidas en otros países amazónicos.

6 - EL MAPA DE SUELOS A 1:2'000.000

Las unidades de suelos descritas anteriormente están localizadas en el mapa de los paisajes físicos a 1:1'000.000 en el cual cada paisaje se caracteriza, entre otros, por un suelo cuya sigla se cita en este documento.

El mapa de los suelos a 1:2'000.000 propone una imagen más sintética de su repartición en el país.

La leyenda explicativa se presenta bajo la forma de cuadro con 4 columnas que proporcionan las siguientes indicaciones:

- primera columna: elementos acerca del medio, las condiciones de pedogénesis y los principales procesos pedogenéticos;
- segunda columna: una denominación pedogenética de los suelos;
- tercera columna: las siglas de los suelos descritos en este capítulo. No están todos, ya que algunas unidades son muy pequeñas para ser representadas a esa escala
- cuarta columna: los cuadros de representación que se refieren a las diferentes unidades cartográficas; estas pueden ser definidas por un suelo, por un conjunto de suelos (en este caso, se recuerdan en la columna anterior las siglas de los diferentes suelos que lo componen) o por un medio.

LEYENDA DEL MAPA DE SUELOS

SUELOS ALUVIALES

El medio		Los suelos		Sigla	Cuadro
Fluvio-marino	Playas y manglares	S. arenosos		A 11	
		S. franco-arcillosos		A 12	1
Fluvial	Mineral	S. saturados	areno-pedregosos	A 21	
			arenosos	A 22	2
			francos	A 23	3
			arcillosos sin capa freática	A 24	
			arcillosos con capa freática	A 25	
			arcillosos empapados y salinos	A 26	4
			muy arc. sin capa freática	A 27	
			muy arc. con capa freática	A 28	
		S. median. saturados con text. indiferenciadas	± hidromórficos	A 31	
			hidromórficos y salinos	A 32	5
		S. con caract. ándicas		A 4	6
	Orgánico	S. hidromórficos y orgánicos		A 5	7

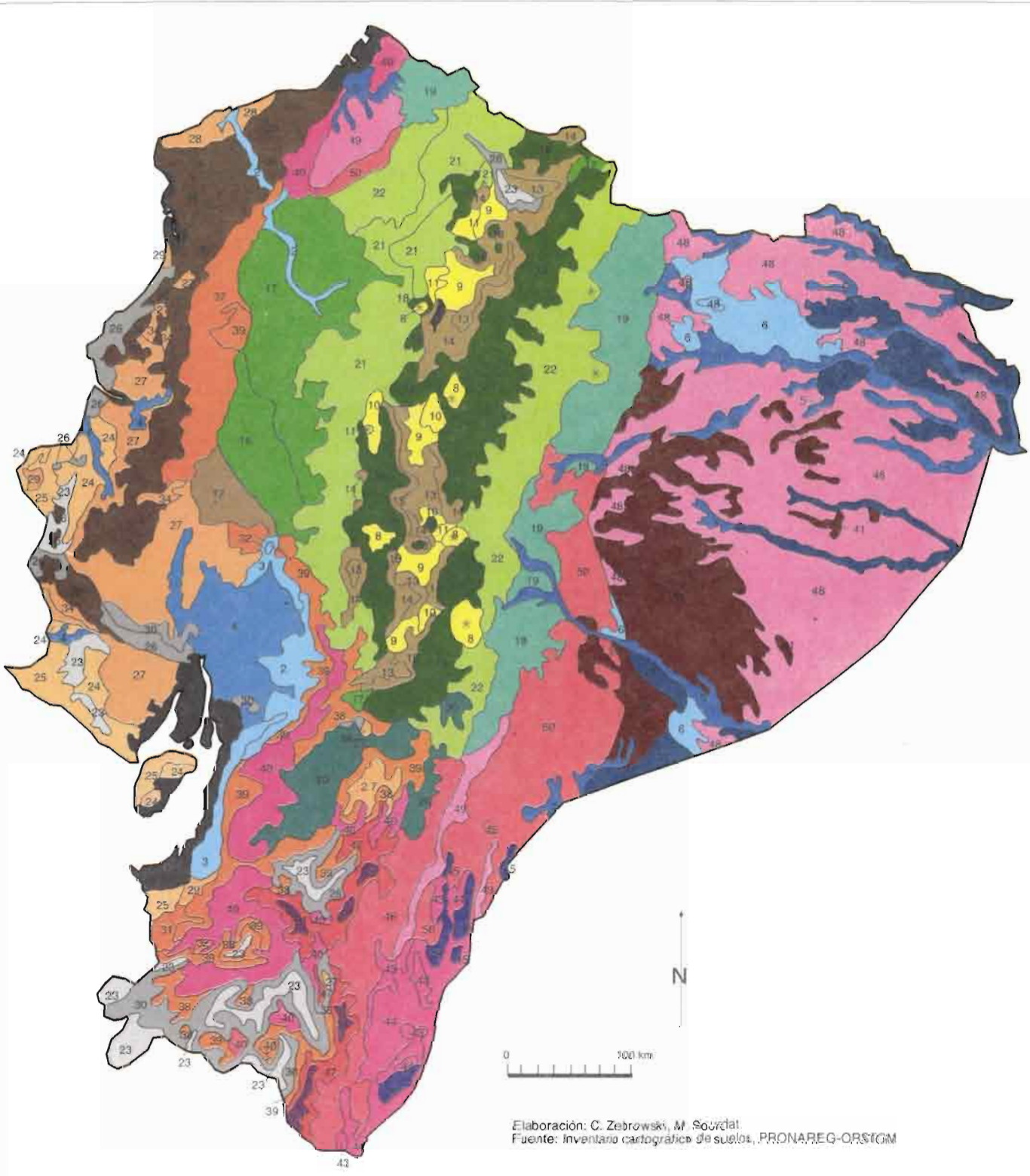
SUELOS DE CENIZAS VOLCANICAS

Muy reciente: aportación y erosión			S. poco evolucionados	de textura arenosa gruesa	C 11	8
				de text. are. fina (M.O. < 1%)	C 12	9
				de text. are. fina (M.O. 1-3%)	C 13	10
				de text. are. fina (M.O. > 3%)	C 14	11
Joven	seco a medianamente húmedo: presencia de minerales arcillosos de tipo halloysítico		Brunizems franco-arenosos	régimen ústico: t.s. > 21°	C 21	12
				régimen ústico: t.s. 13-21°	C 22	13
				régimen údico: t.s. 13-21°	C 23	14
				régimen údico: t.s. 10-13°	C 24	15
	húmedo: presencia de productos amorfos	cobertura continua de ceniza volcánica	Andosoles saturados		C 31	16
			Andosoles desaturados típicos	pardo obscuro t.s. >13°	C 32	17
				negro t.s. < 13°	C 33	18
			Andosoles desaturados perhidratados	café-amarillento t.s. > 13°	C 34	19
				negro t.s. < 13°	C 35	20
		cobertura piroclástica discontinua	S. desarrollados a partir de varios materiales, erosionados, coluvionados	y andosoles desaturados	C 32	21
				y andosoles perhidratados	C 34	22

SUELOS DESARROLADOS A PARTIR DE ROCAS ANTIGUAS

El medio			Los suelos	Sigla	Cuadro
Arido: complejo absorbente saturado, acumulación de sales en el perfil					
Presencia de minerales 2/1	Erosión dominante		S. poco evolucionados	S 11	23
	Equilibrio		Vertisoles	S 41	24
	Fenómenos de degradación		Planosoles vérticos Planosoles no vérticos	S 22 S 23	25
Seco: complejo absorbente saturado					
Presencia de minerales 2/1	Erosión dominante		S. poco evolucionados amarillentos	S 12	26
Material original sedimentario	Equilibrio		Vertisoles arcillosos Vertisoles arcillo-arenosos	S 42 S 43	27
			S. pardos, arcillosos	S 53	28
	Fenómenos de degradación		Planosoles	S 21	29
Presencia de minerales 2/1 y 1/1 Material volcánico	Erosión dominante		S. poco evolucionados, rojos	S 16	30
	Equilibrio		S. fersialíticos, rojos	S 61	31
Presencia de minerales 1/1. Mat. volcánico	Equilibrio		S. ferralíticos saturados	S 71	32
Húmedo: complejo absorbente saturado					
Presencia de minerales 2/1	Erosión dominante		S. poco evolucionados, amarillos	S 13	33
	Equilibrio	sin acumulación de M.O.	Vertisoles	S 44	34

		S. pardos arcillosos	S54	35
	con acumulación de M.O.	S. con características mólicas: - profundos - medianamente profundos	• S 31 S 32	 36
Húmedo: complejo absorbente medianamente saturado				
Presencia de minerales 1/1 en la cima del perfil	Material original: arcilla y arenisca	S. fersialíticos lixiviados, amarillos (asociados a los suelos precedentes)	S 64	37
	Mat. volcánico y metamórfico	S. fersialíticos, no lixiviados	S 63	38
Presencia de minerales 1/1 en todo el perfil	Mat original diverso	S. ferralíticos, arcillosos S. ferralíticos, arcillo-pedregosos lixiviados	S 72 S 73	 39
Húmedo: complejo absorbente desaturado				
Presencia de minerales 1/1	Equilibrio	S. ferralíticos rojos	S 81	40
		S. ferralíticos pardos, con caolinita	S 82	41
		S. ferralíticos pardos, con halloysita	S 83	42
		S. ferralíticos amarillo/rojo	S 84	43
	Fenómenos de degradación	S. podzólicos asociados a los precedentes	S 100 S 84	 44
		S. podzólicos	S 100	45
	Erosion	S. ferralíticos amarillo/rojo, rejuvenecidos	S 85	46
	Acumulación de M.O. t.s. < 13°	S. ferralíticos amarillo/rojo, humíferos	S 86	47
Presencia de minerales 1/1 y/o 2/1 indiferenciados	Equilibrio	S. ferralíticos y seudo-ferralíticos rojos	S 87	48
		S. ferralíticos y seudo-ferralíticos amarillos	S 88	49
	Erosión	S. poco profundos amarillos o rojos	S 89	50
	Acumulación de M.O. t.s. < 13°	S. ferralíticos y seudo-ferralíticos humíferos	S 90	51



Elaboración: C. Zebrowski, M. Sourdat
Fuente: Inventario cartográfico de suelos, PRONAREG-ORSTOM

Capítulo 6

LA EROSIÓN AGRÍCOLA DE LOS SUELOS EN EL ECUADOR

Georges de Noni
Marc Viennot
Germán Trujillo

En el sentido amplio de la palabra, la erosión es el mayor fenómeno exógeno que provoca la evolución de la superficie terrestre. Convencionalmente, se distinguen la erosión geológica, que proviene de eventos naturales tales como las deformaciones tectónicas, el volcanismo o los cambios climáticos, que puede desembocar al desgaste de las cordilleras montañosas; y la erosión agrícola de los suelos, o erosión acelerada, cuyas manifestaciones, menos grandiosas, se desarrollan a escala de una o varias generaciones.

El Ecuador constituye un buen ejemplo de referencia para el estudio de estos dos tipos de erosión que han marcado la historia geomorfológica del país de las siguientes dos formas:

- a la escala de los tiempos geológicos, el papel de la erosión natural ha sido uno de los fenómenos esenciales de la elaboración de los principales tipos de relieve. Sus mayores rasgos provienen de una erosión geológica antigua particularmente activa, en este medio geomorfológico de montaña caracterizado por sus desniveles, pendientes y condiciones climáticas particularmente agresivas.

Hoy en día, las manifestaciones provocadas por este tipo de erosión ya no presentan las mismas características de vigor y eficacia que durante la edificación de la formidable barrera montañosa de los Andes, pero no quiere decir que dejaron de existir, bajo formas ciertamente más discretas, pero sin embargo muy eficaces, como lo demuestran por ejemplo, la elaboración muy reciente de espectaculares incisiones en algunas formaciones volcánicas andinas, de edad histórica, o el proseguimiento del cavado de grandes quebradas de la red hidrográfica actual. Su reactivación opera muchas veces en formas particularmente espectaculares, con ocasión de algunos eventos recientes; terremotos, despertar de la actividad volcánica o fenómenos climáticos como el de "El Niño". Este aspecto ha sido analizado en los capítulos anteriores en donde se presentó la historia geológica del país y en donde se describieron los principales tipos de relieve que derivan de ella.

- los efectos de la erosión agrícola se manifiestan a expensas de los suelos cultivados por el hombre. En efecto, durante los tiempos históricos y a medida que los cultivos progresaban sobre las fuertes pendientes de los Andes, este otro tipo de erosión se iba acelerando y daba lugar a pérdidas de tierra y al empobrecimiento del suelo más o menos catastróficos según las regiones. Actualmente, la erosión de los suelos agrícolas es considerada como uno de los factores más importantes de degradación de los recursos naturales renovables.

El propósito de los comentarios que aparecerán a continuación será presentar el impacto y las consecuencias de la erosión agrícola de los suelos en el Ecuador; su importancia espacial, sus manifestaciones y sus causas principales. Porque se manifiesta en suelos cultivados, centraremos principalmente las reflexiones sobre el papel del hombre en el juego de los mecanismos naturales de la morfodinámica actual. Por fin, consagraremos un capítulo, con orientación regional, a la presentación de la erosión de los suelos en los Andes del Ecuador, en donde la importancia de los fenómenos está directamente relacionada con la presencia de la enorme barrera montañosa andina.

1. LA EROSIÓN DE LOS SUELOS EN EL ECUADOR: UN FENÓMENO ANTRÓPICO EN MEDIO AGRÍCOLA

La síntesis cartográfica, realizada conjuntamente por el Ministerio de Agricultura y Ganadería del Ecuador (MAG) y ORSTOM, sobre "Los principales procesos de erosión en el Ecuador" (G. Almeida, G. de Noni y al., 1983), permite apreciar que dichos procesos de degradación afectan al 50 % de la superficie del país (30 % aproximadamente en los Andes y 20 % sobre la Costa y la Amazonía).

En la Sierra, las cuencas interandinas constituyen la zona más afectada, en donde se concentra una tercera parte de las tierras erosionadas andinas, entre 1.500 m y 3.000 m, y sólo quedan muy pocos suelos arables. Las dos terceras partes restantes, caracterizadas por zonas en vía de degradación, están ubicadas sobre las altas tierras interandinas, por encima de los 3.200 m, y las faldas externas de las cordilleras, en donde se desarrolla una erosión activa a medida en que progresa el frente de colonización agrícola. En estas regiones, la cobertura edafológica todavía es casi continua pero presenta localmente signos muy claros de degradación.

Fuera de los Andes, los efectos de la erosión son tolerables. En efecto, sobre la Costa, así como en la provincia insular de Galápagos, la erosión es globalmente discreta. Las provincias de Manabí y Esmeraldas son las más afectadas: movimientos de masa discontinuos relacionados con los pastos localmente asociados a fenómenos de gravedad sobre los rebordes de las "mesas". En la Amazonía, sólo se observan manifestaciones erosivas en forma excepcional; sin embargo, la intensidad de los fenómenos químicos puede hacer temer que, a término, una erosión clásica pueda desarrollarse en este medio (ver Fig. 1).

Se puede anotar que, en el Ecuador, la erosión agrícola de los suelos no está relacionada con un tipo particular de paisaje físico, sino que se manifiesta indistintamente en los diferentes medios geográficos, según la intensidad de su utilización para los cultivos o los pastos. Para ilustrar lo dicho, analizaremos las manifestaciones de la erosión bajo diversas condiciones morfodinámicas.

1.1. BAJO CONDICIONES NATURALES NORMALES

Bajo condiciones naturales normales y sin la intervención humana, los paisajes geográficos de la zona interandina superior evolucionan bastante lentamente y las manifestaciones de la erosión se mantienen localizadas.

Los ejemplos más significativos fueron observados entre 3.500-3.600 m y 4.200 m (G. de Noni, M. Viennot, 1986). En efecto, se debe alcanzar estas altitudes para librarse de la ingerencia del hombre sobre el medio natural: en 1586, la población total del país era de 150.000 habitantes. En un siglo, entre 1780 y 1886, ésta se duplicó y pasó de 500.000 a 1'000.000 de habitantes (J. Estrada Ycaza, 1977). Desde esta fecha, en 105 años, el proceso se acelera en forma vertiginosa, la población "explosiona" durante este período, actualmente sobrepasa los 10'000.000 de habitantes (Documento preliminar del INEC, 1991).

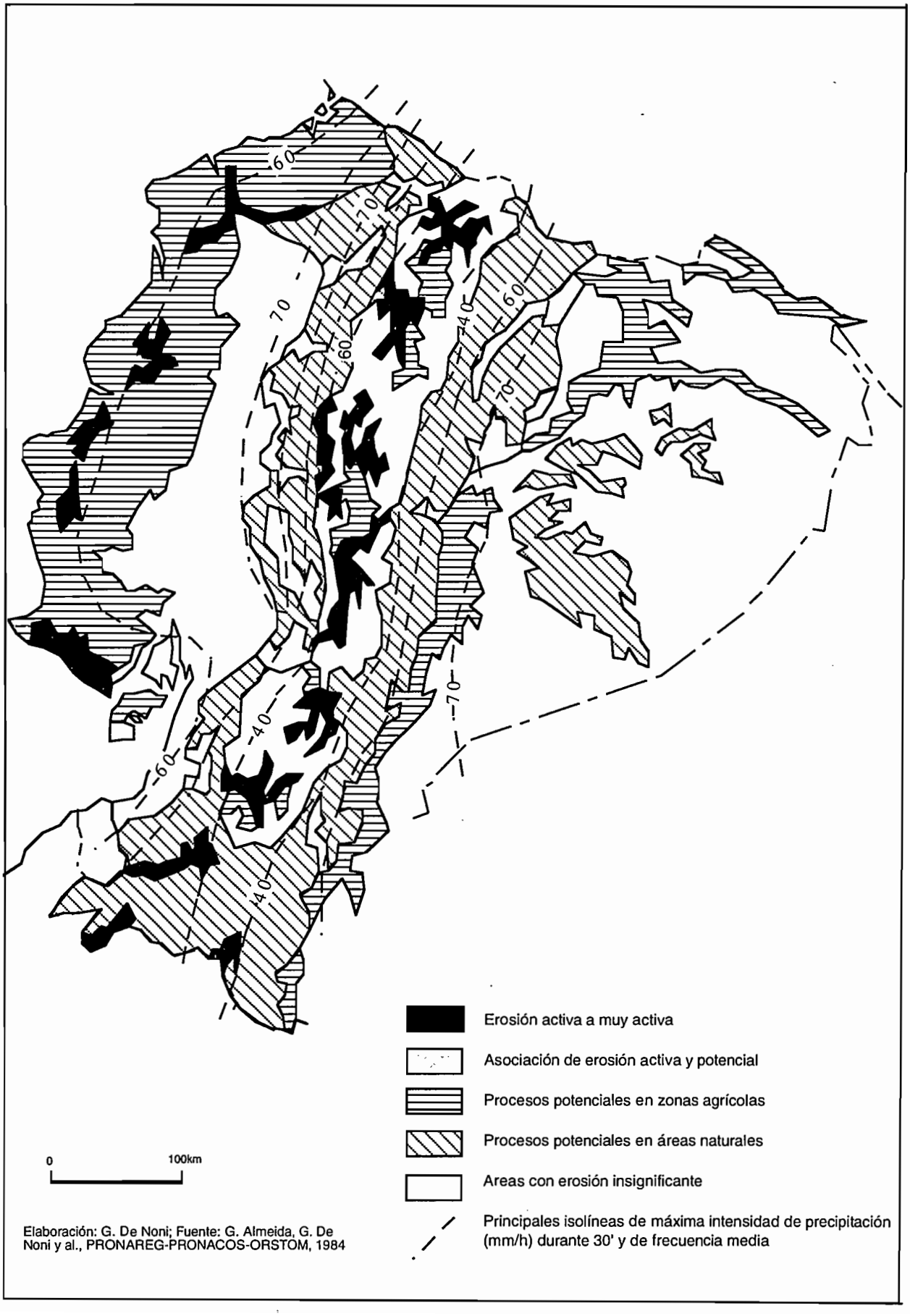
A esta altitud, el escalonamiento de la vegetación natural actual se establece de la siguiente manera:

- las formaciones arbustivas cerradas conocidas bajo el término de "matorral" o "chaparral" cubren, entre 3.600 y 3.800 m, topografías en donde la proporción de las zonas de pendientes inferiores al 20 % es baja en relación con la de las pendientes superiores al 80 %. El riesgo de heladas es fuerte de junio a agosto, durante el verano;
- las formaciones herbáceas de altitud llamadas "páramo" que se extienden entre 3.800 m y 4.200-4.400 m, deben afrontar riesgos de helada cada vez más importantes, debido a la altitud, durante todo el año. La morfología es irregular y se caracteriza por formas colinarias con pendientes del 0 al 50 % asociadas con numerosos lagos;
- a partir de 4.400 m, la vegetación desaparece.

Encima de los 4.200 m, el sistema de erosión es de tipo periglaciar y sus manifestaciones son provocadas por las alternancias casi cotidianas de helada-deshielo. Los efectos del escurrimiento y del viento son secundarios. Este sistema de erosión ejerce su acción, tanto sobre el suelo y su cobertura herbácea, como sobre los afloramientos rocosos.

El suelo y la vegetación presentan una morfología original y pequeños montículos encespados decimétricos (los "thufurs"). El hinchamiento del suelo en el momento de la helada y su transformación en lodo cuando interviene el deshielo, inducen procesos de "gelifluxión" del suelo, más o menos marcados según la inclinación de la pendiente. Este tipo de dinamismo provoca el socavado de los "thufurs" y crea sobre el suelo desnudo, formas de erosión semicirculares de algunos m^2 de superficie. Al pie de los afloramientos rocosos, se forman taludes de desprendimientos

Fig. 1. Zonas afectadas por procesos de erosión y grado de actividad



constituidos por los "gelifracts" debitados por el hielo.

Por debajo de los 4.200 m, el número de días de hielo es menos importante y los fenómenos hídricos se vuelven preponderantes. El escurrimiento y los movimientos de masa están asociados y generan formas de erosión semicirculares, más grandes que las anteriores, que pueden afectar superficies de algunos cientos de m². Estas se forman al contacto de fuertes rupturas de pendiente, por lo general superiores al 70 %, cuyo origen puede ser de naturaleza geológica (discontinuidad litológica entre frentes de coladas, "lahars", zócalos metamórfico o volcánico) o sencillamente topográfica, según el cavado de una quebrada al momento del deshielo de las nieves.

1.2. BAJO CONDICIONES NATURALES "ANÓMALAS"

Bajo condiciones naturales "anómalas", el precario equilibrio de este medio montañoso puede romperse fácilmente. A eventos naturales extraordinarios se asocian entonces manifestaciones espectaculares. Ahora bien, el Ecuador es la sede de tales eventos naturales "no periódicos" tales como terremotos y fenómenos climáticos como por ejemplo "El Niño". Sus consecuencias pueden ser catastróficas.

El terremoto del 5 de marzo de 1987 se caracterizó por dos sacudidas sísmicas principales, relativamente intensas, que alcanzaron respectivamente 4,5 y 6,8 en la escala de Richter. El epicentro estaba ubicado en la vertiente andina amazónica entre los volcanes Reventador y Saraurco. Algunos deslizamientos de terreno afectaron las pendientes mayores de las cuales gran parte había sido desmontada y transformada en pastos. En un primer tiempo, el escurrimiento de las aguas de los torrentes y de los rios que atravesaban esta zona fue bloqueado en varios lugares por importantes volúmenes de tierra deslizada. Luego, estas represas naturales se rompieron bajo la presión del agua retenida río arriba, provocando violentos fenómenos de "desagüe lodoso", muy potentes, que arrasaron las terrazas principales del Río Quijos en donde estaban instalados numerosos agricultores. Las pérdidas humanas y económicas fueron considerables. El gobierno ecuatoriano había establecido el siguiente balance:

- se estimaba en más de un millar, el número de muertos y desaparecidos; en su mayoría víctimas de los deslizamientos de terreno provocados por las sacudidas sísmicas pero, sobre todo, por las crecidas lodosas consecutivas a los fenómenos de desagüe, que afectaron el sistema hidrográfico del valle del Quijos-Coca-Napo (provincia amazónica del Napo);
- aproximadamente 70.000 construcciones, de todo tipo, se vieron afectadas, entre las cuales los 2/3 estaban ubicadas en medio rural;
- cerca de 10.000 hectáreas de zonas agrícolas (cultivos y pastos) fueron asoladas y 3.000 cabezas de ganado desaparecieron;
- el oleoducto y el gasoducto fueron dañados o parcialmente destruidos sobre más de 40 km.

El costo total de estos daños se estimaba a 2 mil millones de dólares, tomando en cuenta el lucro cesante de la exportación petrolera.

"El Niño" es una corriente marítima caliente que se desplaza anualmente de Norte a Sur siguiendo el litoral ecuatoriano y peruano. Desde octubre de 1982 hasta septiembre de 1983, esta corriente permaneció en forma anormal a lo largo de la costa ecuatoriana, provocando un aumento espectacular de las alturas pluviométricas. Las consecuencias directas de estas lluvias excepcionales provocaron fenómenos de inundación que afectaron las 5 provincias litorales del país, con una intensidad más marcada y generalizada en las provincias del Guayas y El Oro (J. Acosta, A. Winckell, 1983). Los daños más importantes se registraron en las zonas agrícolas (arroz, plátano, caña de azúcar, café y cacao) y sobre los principales ejes viales.

En la montaña andina, las consecuencias de "El Niño" también fueron dramáticas pero la repartición de las zonas afectadas por este fenómeno fue más puntual y dependiente de la presencia de valles transversales que favorecían el paso de las masas de aire pacífico (G. de Noni, P. Pourrut, M. Viennot, 1987). En Chunchi, en la parte central de la Sierra, el brutal deslizamiento de una pared entera de vertiente provocó la destrucción de un tramo de la carretera panamericana (Quito-Cuenca) y la desaparición de unas cien personas que circulaban sobre este eje vial en autobus y en autos particulares. Esta vertiente, muy cultivada, se veía afectada por pequeños derrumbes, más o menos contínuos, desde que había sido objeto de importantes trabajos de excavación para la carretera.

Frente a fenómenos naturales excepcionales bien circunscritos en el espacio y en el tiempo, las reacciones humanas son rápidas y eficaces. En forma prioritaria, estas acciones están orientadas hacia las familias de las víctimas y la

reconstrucción de los principales ejes viales, pero descuidan la implementación de obras de protección en las zonas frágiles. Por lo tanto, los riesgos de erosión subsisten en la perspectiva aleatoria de nuevos fenómenos naturales.

1.3. BAJO CONDICIONES ANTRÓPICAS

Desde 1974 hasta 1984, el inventario cartográfico de los recursos naturales renovables del Ecuador, realizado por ORSTOM y el Ministerio de Agricultura de este país, dió lugar a la elaboración de varios centenares de mapas temáticos: morfoedafológicos, uso actual del suelo, hidroclimáticos, etc. Este diagnóstico cartográfico permitió subrayar que la erosión es uno de los mayores problemas de degradación del medio ambiente. Un análisis más fino de estos documentos muestra en realidad que la erosión es particularmente activa a expensas de los suelos agrícolas. El mapa de los "Principales procesos de erosión en el Ecuador" (ver Fig. 1), que en parte resulta ser una síntesis cartográfica de los documentos anteriores, corrobora este aspecto. Es así como, al superponer este documento a un mapa de utilización de los suelos, se constata una identificación entre zonas erosionadas y zonas actualmente cultivadas o que lo fueron.

Aunque a veces resulta imperceptible a la observación del no-especialista, la erosión de los suelos agrícolas, es la principal calamidad que afecta las condiciones de equilibrio del medio ambiente. Sus efectos son cumulativos y regulares en el tiempo y provocan degradaciones irreversibles contra el patrimonio ecológico, así como graves pérdidas económicas. A escala de una generación, algunas modificaciones apreciables pueden intervenir sobre el modelado de las vertientes, sobre la composición fisico-química de los suelos y también sobre las condiciones de vida de los agricultores.

Esto es particularmente obvio en la montaña andina, en donde la utilización de los suelos sobre fuertes pendientes, es evidentemente excesiva pero indispensable. En efecto, el pequeño campesinado (o "minifundio") agobiado por una necesidad vital de producir más, nunca pudo desarrollar métodos de conservación adaptados a las condiciones del medio. Por lo general, prefiere acusar a los elementos climáticos o a la simple fatalidad para explicar la erosión, sólo raramente cuestiona sus prácticas culturales.

Por ejemplo, sobre las altas tierras densamente cultivadas de las provincias del Chimborazo y del Cotopaxi, se pueden observar algunas obras de conservación de los suelos cuya eficacia deja que desear. Se trata de pequeñas zanjas de desagüe de las aguas de escurrimiento así como barreras vivas. Por lo general las zanjas no son lo bastante profundas (20-40 cm) y su pendiente orientada en un solo sentido, tiene demasiado declive (20 a 25 %) para asegurar una derivación satisfactoria de las aguas de escurrimiento. Pasa lo mismo con las hileras vivas de "sigses" (Gybernium) que están dispuestas en forma aleatoria frente a la pendiente dominante. Por otra parte, estas zanjas, sólo en casos demasiado escasos, están relacionadas con trabajos de labranza siguiendo las curvas de nivel que constituyen una norma elemental de defensa contra la erosión; en la mayoría de los casos, las labranzas se realizan sin orientación privilegiada.

También se puede observar un abandono o una destrucción sistemática de antiguas obras agrícolas, siendo la mayoría de tipo "terraza" heredadas de las sociedades precolombinas, que permitían controlar en parte los efectos del escurrimiento y de la erosión. Estos vestigios relativamente numerosos en toda la Sierra (P. Gondard, F. López, 1983), están constituidos por taludes de piedras o de bloques de cenizas endurecidas. En Pimampiro (Provincia de Imbabura), los taludes son voluntariamente abatidos para dejar espacio a grandes parcelas moto-mecanizables. Cerca de Zhud (provincia de Cañar), en una zona de reciente colonización y de mediana propiedad, amplias terrazas con perfil cóncavo, testigos de la antigua civilización Cañari, aparecen bajo el "chaparral" durante los desmontes. Aquí también, estas obras son destruidas para agrandar el tamaño de los campos. En Punín y en Flores así como en Colta y Chunchi (Provincia de Chimborazo), también existen, en condiciones de pendiente ya fuerte (40-60 %) y a una altitud entre 3.200 y 3.600 m, verdaderas terrazas separadas por taludes de varios metros de alto. Una vez más, los taludes intermedios han sido abandonados y destruidos y sólo se conservan los taludes que sirven de límites de propiedad. Estos ya sólo delimitan "seudo-terrazas" excesivamente amplias y empinadas, inadaptadas a las condiciones del medio. En Ingapirca (Provincia de Cañar), que es una antigua zona de influencia incaica, algunos caminos principales están bordeados por enormes montículos de piedras bien apiladas que hubieran podido constituir, si hubieran estado juiciosamente amontonados según las curvas de nivel, magníficos cordones de piedras o gaviones.

Por fin, otros resultados obtenidos sobre parcelas de escurrimiento y sobre grandes cuencas-vertientes, que serán analizados detalladamente en la parte regional consagrada a la Sierra, confirman también que la erosión agrícola constituye efectivamente uno de los mayores rasgos de degradación de los recursos naturales renovables.

2. LOS MECANISMOS DE LA EROSIÓN DE LOS SUELOS EN EL ECUADOR: DE LA LLUVIA Y DE LOS HOMBRES

En el Ecuador, como en cualquier otra parte del mundo, los factores climáticos son creadores de la erosión; siendo su papel fundamental no solamente en la fase de destrucción del suelo, sino también en cuanto a asegurar el transporte de los sedimentos y alimentar las zonas de acumulación. Los demás factores (suelos, pendientes y cobertura vegetal) condicionan la erosión: según sus propias características, confieren al medio condiciones de susceptibilidad más o menos marcadas frente al embate de los factores climáticos.

En el caso del Ecuador, la lluvia o erosión pluvial resulta ser el factor creador primordial de la erosión. Esta genera procesos de escurrimiento que se caracterizan por la extensión de las zonas a las que afectan y por la intensidad de sus manifestaciones (ver Fig. 1). Si bien la erosión es moderada en condiciones naturales, ésta se acelera notablemente cuando interviene el hombre. En medio agrícola, el hombre es el principal factor condicionante de la erosión.

2.1. LA EROSIÓN PLUVIAL

En regla general, se pueden caracterizar las precipitaciones tanto por su intensidad, que se expresa por una altura pluviométrica caida durante un espacio de tiempo dado (desde algunos minutos hasta varias horas), definida en mm/h, como solamente por la altura pluviométrica, expresada en milímetros. La primera de estas características es responsable de los fenómenos de escurrimiento ampliamente observados en el país. Para describir la acción de la intensidad pluvial, se utiliza, en forma convencional, la noción de "agresividad climática" cuyo papel resulta ser fundamental para provocar sucesivamente los siguientes mecanismos: destructuración del suelo por el efecto puramente mecánico de la energía cinética de las gotas de lluvia ("splash"), puesta en suspensión y levantamiento de las partículas de suelo.

Frente al carácter pionero de este tipo de investigación en el Ecuador y para evidenciar la acción de la agresividad climática, nos referiremos exclusivamente a los estudios realizados por el MAG y ORSTOM sobre parcelas de escurrimiento equipadas con pluviógrafos :

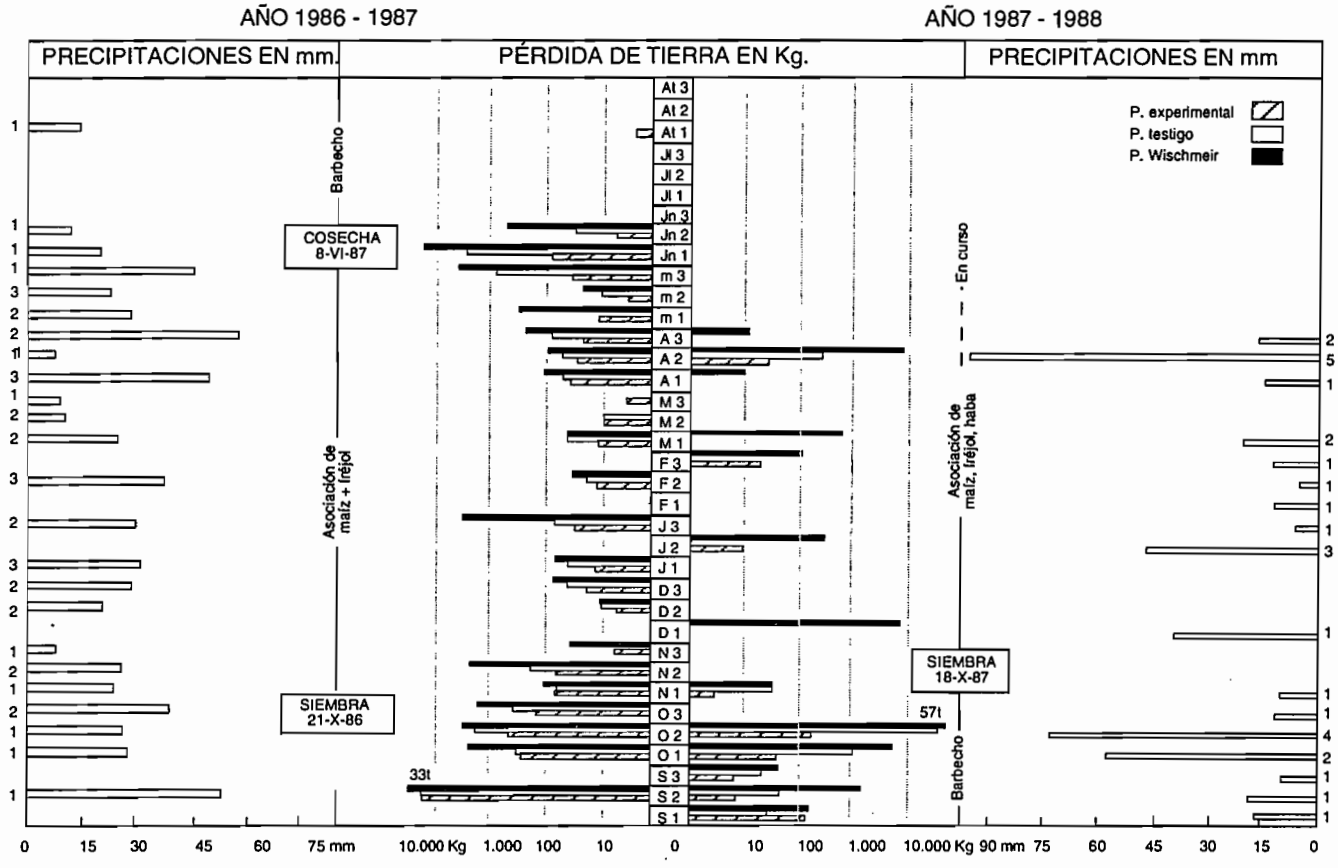
- parcelas aisladas de 50 m2 que funcionaron entre 1981 y 1984 (G. de Noni, J.F. Nouvelot, G. Trujillo, 1984, 86): dos parcelas en Alangasí y dos parcelas en Ilaló, zonas ubicadas en la cuenca interandina, a unos veinte kilómetros al Sur-Este de Quito, a 2.600 m de altitud;
- parcelas de 100 y 1.000 m2 reagrupadas en estaciones (G. de Noni, G. Trujillo, M. Viennot, 1986, 87, 88). instaladas desde 1986: 2 estaciones en la cuenca interandina (Tumbaco y Cangahua), respectivamente a 2.600 y 2.800 m de altitud y 2 estaciones sobre las vertientes de la cordillera a 3.300 m de altitud (Mojanda y Riobamba).

Sin importar cuál sea el piso altitudinal, el régimen de las precipitaciones es de tipo ecuatorial de altura, con dos estaciones húmedas y dos estaciones secas, con alturas pluviométricas que varían de 800 a 2.000 mm.

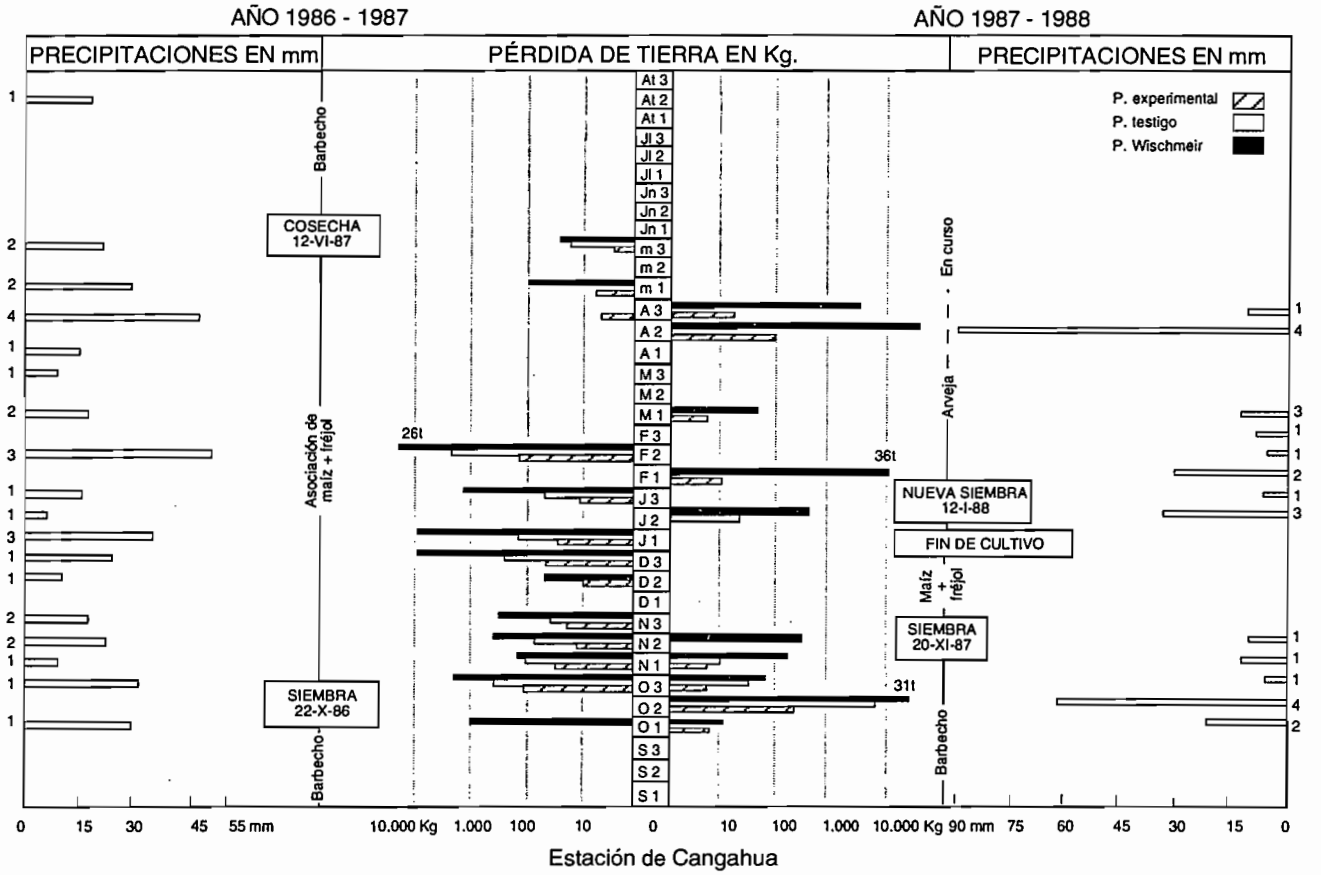
La interpretación de los resultados obtenidos sobre las parcelas de 50 m² evidenció que las relaciones son más estrechas entre la erosión hídrica del suelo y la intensidad pluvial, que con la pluviometría anual (F. Fournier, 1960). Por ejemplo, durante el invierno 82-83, el fenómeno climático de "El Niño" dió lugar a alturas pluviométricas excepcionales (G. de Noni, P. Pourrut, M. Viennot, 1987); sin embargo, las pérdidas de tierra no aumentaron sistemáticamente. Así, en la parcela de Alangasí, las variaciones de los pesos de tierra para este período no son proporcionales a las alturas pluviométricas observadas. En efecto, de diciembre del 81 a mayo del 82, para un período de cultivo caracterizado por una altura pluviométrica habitual para esta zona (620 mm), la erosión fue de 630 Kg para 50 m²; de diciembre del 82 a mayo del 83, el total pluviométrico se eleva a 760 mm debido al fenómeno de "El Niño" y las pérdidas de tierra sólo fueron de 450 Kg. Para este tipo de parcela y de medio, se evidenció una excelente correlación entre las intensidades máximas en mm/h durante 15 a 30 minutos (IM15 y IM30) y las pérdidas de tierra.

Se pueden hacer las mismas acotaciones para las estaciones instaladas desde 1986. Estas están formadas por varios tipos de parcelas: parcelas testigos cultivadas según las normas locales de 100 m² de superficie, parcelas desnudas sin vegetación ni cultivo (manejadas según el protocolo establecido por Wischmeier en los USA) de 100 m² de superficie también y parcelas mejoradas con métodos de conservación de 1.000 m² de superficie. En el Cuadro 1 y Fig 2, se catalogaron los datos de pesos de tierra perdidos en t/ha y la pluviométria total en mm para los años 86-87 y 87-88 y para el período que va desde septiembre hasta fines de abril

Fig. 2. Prácticas agrícolas y pérdidas de tierra entre 1986 y 1988



Estación de Tumbaco



Estación de Cangahua

Cuadro 1. Pérdidas de tierra y pluviométria sobre parcelas testigos y "Wischmeier" de 100m² para el período 1986-88

Año 1986-87

Estaciones	Pluviométria anual en mm	Parcela testigo	Parcela Wischmeier
Tumbaco	478	3,0	12.9
Cangahua	366	3,8	56,0
Mojanda	588	1,2	5,9
Riobamba	537	1,4	56,9

Año 1987-88

Estaciones	Pluviométria anual en mm	Parcela testigo	Parcela Wischmeier
Tumbaco	457	42.2	82.8
Cangahua	308	6.7	83.6
Mojanda	547	0.5	96.9
Riobamba	532	52.2	189.7

Estos resultados confirman que, en el caso de erosión por escurrimiento, las únicas alturas de lluvias no explican las pérdidas en tierra. En efecto, se puede anotar que si bien las variaciones interanuales de las alturas pluviométricas son inferiores al 20 %, las pérdidas en tierra varían en proporciones considerables: de 2 a 15 veces. Para explicar esta situación, es necesario recurrir a las intensidades pluviométricas. Calculando los coeficientes de correlación para los años 86-87 y 87-89, anotamos que son las intensidades (IM15 y IM30) las que mejor se ajustan a las pérdidas en tierra. Por ejemplo, para las parcelas "Wischmeier" de las estaciones de Tumbaco y Cangahua, los coeficientes de correlación calculados para el período 86-88 son los siguientes:

Cuadro 2. Coeficientes de correlación para las parcelas de 100 m² de tipo "Wischmeier" (1986-1988).

Estaciones	Lluvia / erosión	Intensidad máxima / erosión		
		IM15	IM30	IM60
Cangahua	0.55	0.71	0.66	0.6
Tumbaco	0.55	0.92	0.86	0.67

Por razones puramente técnicas de facilidad de interpretación de los pluviogramas, (resulta prácticamente imposible determinar un período de tiempo de 15 mm sobre pluviógrafos de rotación semanal muy numerosos en el país), se retuvo el IM30 para trazar en el mapa general de la erosión (ver Fig. 1) las isolíneas correspondientes a este valor. Esta opción corresponde perfectamente a las conclusiones de los trabajos realizados por W.H. Wischmeier y D. Smith (1981) y E. Roose (1980).

En la cuenca interandina, el IM30 varía de 20 a 40 mm/h. En las faldas externas de la cordillera y hasta una altitud de 500 a 1.000 m, los valores observados son ligeramente superiores, del orden de 40 mm/h. Debajo de los 500-1.000 m, se vuelven más elevados y pueden alcanzar 70 mm/h. En la Costa, los valores del IM30 fluctúan entre 40 y 70 mm/h y en la Amazonía, éstos sobrepasan frecuentemente este límite. Por regla general, en estos últimos casos de medio tropical perhúmedo, la cobertura vegetal asegura una buena protección de los suelos contra la erosión pluvial, sea cual fuera la agresividad climática.

En la montaña andina, pese a que los valores promedios del IM15 o del IM30 sean menos elevados, éstos pueden estar sometidos a variaciones excepcionales, difíciles de prever (presencia frecuente de granizo a principios de aguacero), y provocar así una fuerte erosión. Por ejemplo, sobre la parcela de 50 m² de Ilalo, la erosión sobrepasa las 400 t/ha/año en el 82; un IM30 de 90 mm/h dió lugar a una recolección de 1.365 kg para 50m² y otro de 70 mm/h fue responsable de 590 kg de tierra perdida.

La observación sobre parcelas muestra perfectamente que la mayor parte de la erosión está constituida por algunos eventos climáticos excepcionales que relacionan fuertes intensidades y un mínimo de tiempo, en este

proceso, los pequeños eventos son poco importantes. En el siguiente Cuadro 3 (1986-88), se puede constatar, que sobre un total de unas cuarenta lluvias erosivas por año y por estación, son las cinco lluvias más erosivas las responsables de una gran parte de la erosión:

Cuadro 3. Relación en % entre las 5 lluvias más erosivas y los pesos totales de tierra perdidos por año sobre las parcelas testigo y "Wischmeier" de 100 m² (1986-1988)

	Tumbaco		Cangahua		Mojanda		Riobamba	
	Testigo	Wisch.	Testigo	Wisch.	Testigo	Wisch.	Testigo	Wisch.
1986-87	90	85	90	94	67	78	55	83
1987-88	99	88	99	94	52	97	88	61

2.2. LA EROSIÓN ANTRÓPICA

Las actividades agrícolas son las que más intensamente condicionan la degradación del medio natural, de tal manera que la erosión de los suelos en el Ecuador puede ser considerada más como un hecho de civilización que como un fenómeno natural. Para entender mejor las razones de esta situación,aparece indispensable realizar una breve reseña histórica centrada sobre los tres eventos siguientes que han marcado fuertemente la evolución social del pequeño campesinado (B. De Noni, G. De Noni, M. Viennot, 1990).

En primer lugar, tenemos que mencionar las consecuencias históricas de la conquista española; en particular la baja generalizada de la población indígena provocada por los conflictos guerreros y el cambio de estilo de vida de los autóctonos, impuesto por el establecimiento del sistema de la "encomienda", que desembocará más tarde en la formación de la "hacienda". Para valorizar los suelos de este nuevo mundo, los conquistadores importaron nuevos cultivos provenientes de España como por ejemplo: árboles frutales (cítricos, manzanas, duraznos, albaricoques), la vid, los cultivos de hortaliza (coles, cebollas, zanahorias, alverjas, lechugas, etc...) y, sobre todo, cereales (trigo, cebada, avena). También desarrollaron la ganadería de animales desconocidos hasta entonces: caballos, bovinos, porcinos y ovinos. Para enfrentar el desarrollo de esta nueva agricultura, introdujeron sus propias concepciones sobre el hombre y el manejo del suelo. Los españoles generalizaron la utilización de la tracción animal con labranzas profundas, prática que se opone radicalmente a la de los indígenas que sólo deshierbaban en forma muy tosca sus tierras y sembraban a ras del suelo.

En segundo lugar, no se pueden omitir las consecuencias de la reforma agraria que contribuyó a acelerar la destructuración del campesinado local marginándolo, todavía más, hacia tierras con condiciones ecológicas difíciles. Al formular la ley de la reforma agraria, el 11 de julio de 1964, la junta militar de la época reconoció a los "huasipungueros" (campesinos sometidos a una especie de vasallaje), el derecho a acceder a la propiedad privada. Pese a que esta ley había sido concebida teóricamente en beneficio de estos campesinos, provocó no solamente un aislamiento del hombre en relación con su medio original, sino también una ruptura de las relaciones con una asistencia agrícola indispensable, tanto técnica como financiera. En realidad se trataba de una respuesta política frente a una creciente oposición campesina. Una gran parte de las tierras otorgadas a los campesinos sólo presentaban un escaso potencial agrícola y se encontraba localizada en un sólo piso ecológico: por lo general sobre las altas tierras serranas y localmente en las faldas externas de la cordillera. Estas zonas, con un equilibrio precario, fueron sometidas a un proceso de "minifundización" con una utilización del suelo cada vez más intensiva.

Por fin, los efectos del "boom" demográfico, ya mencionado, particularmente durante este siglo en donde interviene el momento cumbre de este fenómeno. La población se multiplica por 10 y sobrepasa los 10'000.000 de habitantes. De ello resulta una redistribución espacial de la población rural y la extensión de la frontera agrícola en zonas en donde condiciones físicas extremas vuelven muy delicada la valorización de la naturaleza por el hombre.

3. LA EROSIÓN DE LOS SUELOS EN LA SIERRA VOLCÁNICA ECUATORIANA

La montaña andina constituye un medio muy propicio para las manifestaciones erosivas, ya que existe una relación entre la inclinación de la pendiente, la velocidad del escurrimiento, el caudal del escurrimiento y la intensidad de la erosión. Esta relación se ve exacerbada por el impacto del hombre sobre el medio. Es común observar en la Sierra, desde la provincia del Carchi hasta la de Loja, la yuxtaposicón de paisajes distintos cuyo común denominador se debe a las manifestaciones de la erosión: paisajes abandonados porque el suelo arable ha desaparecido, paisajes cultivados en donde el aclaramiento de los colores del suelo y la formación de zanjas y

torrenteras muestran una erosión en pleno desarrollo, paisajes verdes con pastos en donde, pese a la buena protección vegetal, se pueden observar huellas de degradación causadas por el sobre-pisoteo de los animales.

3.1. UNA SITUACIÓN EROSIVA ALARMANTE

Los principales tipos de relieve

La Sierra constituye, por lo tanto, el ejemplo de referencia, sean cuales fueren los paisajes que la componen. Su ancho varía de 100 a 200 km. Las dos cordilleras paralelas que la dividen están conformadas por vertientes cuyas pendientes son superiores al 50 % . Entre estas dos cordilleras, se encuentra la cuenca interandina que está estructurada por una sucesión de cuencas de hundimiento con topografía irregular (pendientes del 10 al 50 %). En el detalle, se pueden distinguir los siguientes tres principales tipos de paisaje:

* La zona de la cuenca interandina puede dividirse en dos sub-zonas :

. La primera se encuentra por debajo del nivel general del piso de la cuenca, a una altitud inferior a los 2.400 m. Se trata de una área deprimida y relativamente plana (pendientes del 0 al 20 %), cubierta por una vegetación xerófita, discontinua, arbustiva de cactos y espinos. La población reagrupada en pequeños pueblos practica el cultivo irrigado: caña de azúcar, árboles frutales y legumbres. Las huellas de erosión se manifiestan en todas partes, tanto en las zonas más protegidas por la vegetación xerófita como en las zonas irrigadas en donde el manejo del agua es insuficiente.

. La segunda, comprendida entre los 2.400 y los 3.200 m de altitud, corresponde a la cuenca interandina propiamente dicha en donde se pueden distinguir:

/ la parte plana, con pendientes inferiores al 10 %, en donde están establecidas la mayor parte de las grandes propiedades (haciendas). Es el ámbito del maíz así como de los pastos naturales y artificiales. La erosión es insignificante;

/ una densa red de profundos valles y de "cañones", testigos de una activa erosión regresiva natural, y caracterizada por la presencia de fuertes pendientes que sobrepasan el 100 %. Sólo existe una escasa agricultura sobre suelos con poca profundidad;

/ al subir, al entrar en contacto con la zona montañosa, según los casos, se extienden tanto "glacis"-terrazas como conos de deyección. En las pendientes inferiores al 25 %, se desarrolla una próspera ganadería en el marco de grandes o medianas explotaciones : "haciendas o fincas". Las pequeñas explotaciones de tipo "minifundio" (superficies cultivadas de 5 ha en algunas áreas), en donde está reagrupado el habitat indígena, empieza a aparecer así como la erosión.

* A partir de los 3.200 m y más arriba, empiezan las altas tierras andinas en donde se cultivan hasta los 3.800 m la papa, la cebolla, el haba, la cebada, la quínoa y el chocho, reemplazado por una ganadería extensiva de ovinos y de caprinos, a veces de llamas, que alcanza los 4.400 m. Es un mundo en plena mutación en donde se relocalizó, hace unos veinte años, una actividad agrícola cuya influencia es cada día más marcada. Esta evolución se ve acompañada por un deterioro de las formaciones vegetales naturales, que habían asegurado, hasta entonces, una buena protección de los suelos.

* En las faldas externas, la morfología es parecida a la de la zona anterior pese a que las pendientes sean todavía más fuertes (más del 70 %). La implantación humana es reciente y la erosión, pese a ser activa, es localizada. Debido a la permanente humedad, la vegetación es mucho más densa y se enriquece por los aportes de dos mundos vegetales; al bajar, las praderas y los cultivos temperados son reemplazados progresivamente por los cultivos tropicales.

Los procesos predominantes de erosión

Durante el período de cultivo, es decir 9 meses del año de septiembre a mayo, la erosión pluvial y antrópica provoca las siguientes manifestaciones.

El escurrimiento difuso y concentrado: es el tipo de proceso más generalizado a lo largo de la cuenca interandina, sea cual fuere el origen geológico de los suelos : formaciones piroclásticas del Norte y de gran parte del centro de la Sierra y materiales volcano-sedimentarios de la provincia de Loja, al Sur. Los paisajes sometidos a estos procesos representan suelos poco espesos con horizontes truncados y arañados por formas de erosión en zanjas, torrenteras y barrancos. (ver Fig. 3).

Los estudios realizados sobre parcelas han mostrado que la intensidad mínima de lluvia necesaria para generar este tipo de proceso es del orden de 10-15 mm/h, es decir unas cuarenta lluvias erosiva en promedio por año. A partir

de 10-20 % de pendiente y en la medida en que las alturas pluviométricas lo permitan, los efectos del escurrimiento concentrado se vuelven exclusivos y se expresan en forma expectacular sobre las vertientes. Según las condiciones de cohesión y de granulometría del material, los barrancos y las torrenteras presentan perfiles transversales en forma de U, o de V. Rápidamente, estas formas lineales evolucionan en "bad-lands".

El escurrimiento asociado a pequeños movimientos de masa: este proceso es significativo de los suelos que presentan una discontinuidad textural a poca profundidad. Por ejemplo, en la parte norte (Provincias de Carchi y Pichincha) y central (Provincia de Chimborazo) de la Sierra, existe una ceniza volcánica arcillosa de color negro que fosiliza otro tipo de ceniza muy endurecida, limo-arcillosa ("cangahua"). El deslizamiento de la ceniza arcillosa sobre la "cangahua" provoca la formación de pequeños abruptos de erosión. Estos últimos evolucionan muy rápidamente hasta alcanzar un desnivel del orden de los 3 a 5 metros, gracias a la acción complementaria del escurrimiento. Este tipo de proceso asociado empieza a manifestarse a partir de 15-20 % de pendiente. (ver Fig. 4).

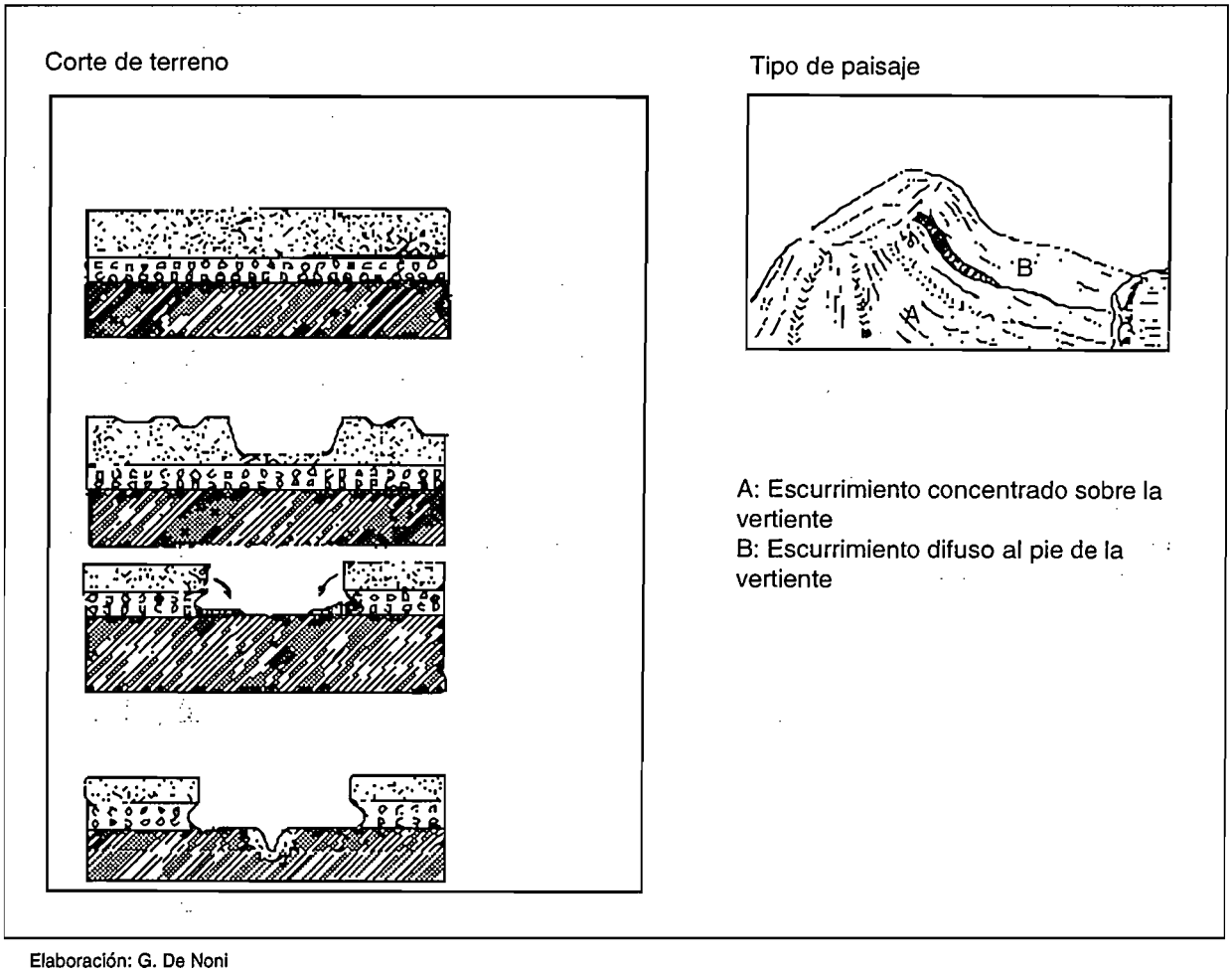
Los movimientos en masa. Están localizados en la cuenca de Cuenca, en forma más precisa al Sur de ésta, en la zona de Cumbe. La erosión se manifiesta aquí por lupas y nichos de solifluxión que se desarrollan sobre relieves colinarios y sobre suelos arcillosos no volcánicos, de color rosa y rojo. El perfil topográfico de las vertientes es irregular y el aspecto de conjunto del paisaje es aborregado.

Los datos en cifras sobre la erosión.

Las parcelas de escurrimiento.

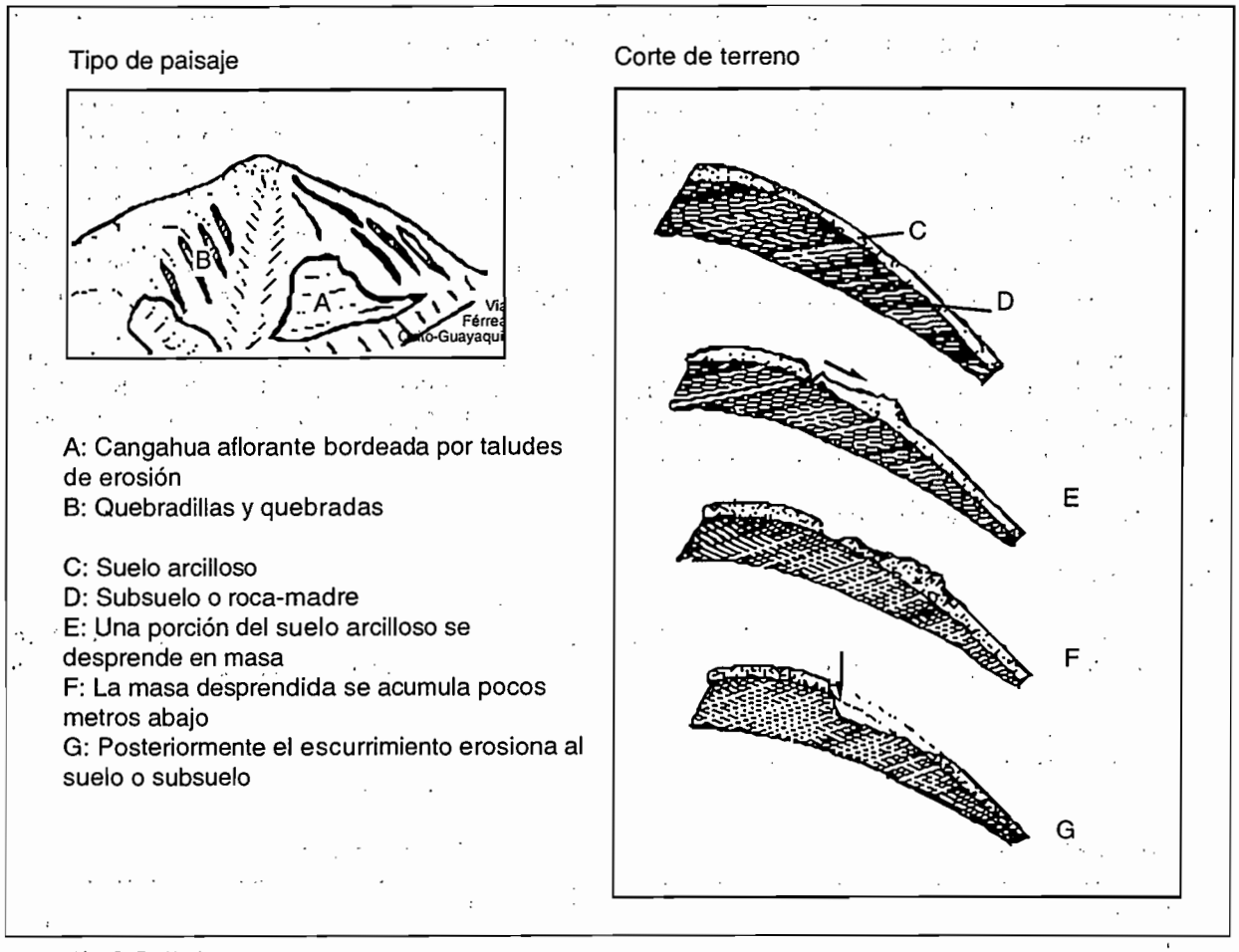
En el Ecuador, fue durante el decenio de los años 70 cuando el Instituto Nacional de Investigaciones Agronómicas (INIAP), dependiente administrativamente del Ministerio de Agricultura y Ganadería (MAG), lanzó un

Fig. 3. Escurrimiento concentrado y difuso



Elaboración: G. De Noni

Fig. 4. Asociación de escurrimiento y movimiento en masa



Elaboración: G. De Noni

programa de medidas de la erosión de los suelos agrícolas. Los estudios fueron llevados a cabo en la estación experimental "Santa Catalina" del INIAP, ubicada a 3.140 m de altitud y sobre 14 % de pendiente. Las observaciones fueron realizadas sobre cuatro pequeñas parcelas coalescentes de 50 m2 (25 m X 2 m) y llevadas a cabo según el protocolo de Wischmeier que permite establecer una previsión en cifras de los riesgos de erosión que corren las superficies que se proponen cultivar. Desde agosto de 1978 a agosto de 1979, los resultados (R. Flores, 1979) mostraron que las pérdidas en tierra podían alcanzar 120 t/ha/año.

A partir de 1981, el MAG y ORSTOM tomaron la posta de estos estudios instalando sucesivamente parcelas de escurrimiento de 50 y 100 m², citadas anteriormente en referencia en el párrafo sobre la erosión pluvial. Los suelos estudiados provienen todos de proyecciones volcánicas y se desarrollaron sobre la "cangahua": son limo-arcillosos en las estaciones de Alangasí y Mojanda; limo-arenosos en las demás parcelas. Los datos obtenidos, catalogados en los siguientes cuadros, permitieron confirmar los del INIAP (Cuadro 4 y 5).

Cuadro 4. Pérdidas cumuladas en tierra sobre las parcelas de 50 m2 para el periodo 1981-84 (Alangasi e Ilaló).

Estaciones	Pendientes	81-82	82-83	83-84	Pérdidas en tierra
Alangasi	26%	Maíz	Pasto	Barbecho	62 t/ha
	28%	Vegetación natural discontinua			314 t/ha
Ilaló	33%	Maíz	Maíz	Maíz	631 t/ha
	30%	Sin cultivo: suelo desnudo endurecido (cangahua)			71 t/ha.

Cuadro 5. Pérdidas en tierra sobre las parcelas de 100 m² para el período 1986-88 (Tumbaco, Cangahua, Mojanda, Riobamba)

Estaciones	Pendientes	Lluvia en mm		Cultivos		Pérdidas en tierra			
				Parcella testigo		Parcela trad.		Parcela Wisch.	
		86-87	87-88	86-87	87-88	86-87	87-88	86-87	87-88
Tumbaco	20%	478	457	Maíz+habas	Maíz	3.6	42.2	35.6	82.8
Cangahua	20%	366	308	Maíz		3.8	6.8	6.1	83.6
Mojanda	40%	588	547	Cebada	Papa	1.2	0.5	6.1	96.9
Riobamba	20%	537	532	Papa	Cebada+haba	1.6	52.2	66.5	189.7

De la lectura de estos datos, se puede constatar que las pérdidas en tierra son considerables. También se puede subrayar la irregularidad interanual de las manifestaciones erosivas. Por ejemplo, en Alangasí e Ilaló, para el período cumulado 1981-84, los pesos de pérdida en tierra han sido de 314 y 631 t/ha, pero 204 y 421 t/ha se perdieron respectivamente durante el único año de 1982.

Para las parcelas de 100 m², los resultados muestran variaciones considerables, difíciles de explicar. Así, durante el año de 1987-88, hubo, en las parcelas tradicionales, 11 veces más tierra perdida en Tumbaco y 32 veces más en Mojanda que durante el período 1986-87. ¡En el mismo período, la parcela "Wischmeier" de Mojanda acusa 16 veces más erosión !

Sobre cuencas vertientes

Gracias a medidas periódicas de cargas sólidas (materia en supensión y carga de fondo) en las aguas de los principales ríos, se puede obtener un buen conocimiento de las pérdidas en tierra y pérdidas químicas a escala de una cuenca vertiente. En el Ecuador, es INECEL (Instituto Ecuatoriano de Electrificación), encargado de las implementaciones hidroeléctricas, el que procede a estas operaciones según un protocolo que proporciona una buena representación de la realidad.

Utilizando los resultados de las estaciones (ubicadas en la desembocadura de la llanura costanera o en la parte plana de la cuenca amazónica), que controlan 11 cuencas vertientes de la Sierra (o sea cerca de 41.000 km², representando alrededor del 50 % de la superficie de esta región), llegamos a la conclusión de que las pérdidas en tierra son del orden de 100'000.000 t por año, siendo la carga promedio de 1g/l (1kg/m³). Según las cuencas vertientes, estas pérdidas en tierra van desde 250-300 t/km² para los ríos Cañar, Jubones y Catamayo a 3.760 t/km² para el río Chimbo en Bucay. El promedio representaría pérdidas del orden de 1.000 t/km2 por año, o sea 10 t/ha.

El gran complejo hidroeléctrico de Paute dió lugar a estudios de aluvionamiento que permiten precisar estas pérdidas en tierra, globalmente, estas son de 489 10*6 t/año es decir 944t/km²/año. La cuenca tiene una superficie de 5.286 km² y se subdivide en 15 sub-cuencas de 60 a 1.200 km² en donde las pérdidas anuales van desde 715 hasta 2.500 t/km². En las cuencas más pequeñas, los valores máximos medidos alcanzan 5.000 a 6.000 t/km². Las sub-cuencas más críticas (Gualaceo, Jadán y Burgay) corresponden a zonas en donde el número de habitantes por hectárea productiva es elevado (80 a 110). Más que la superficie de la cuenca, es la superficie de cultivos anuales ponderada por la pendiente la que determina la cantidad de pérdida de tierra.

Estos datos no pueden ser comparados con los resultados obtenidos sobre parcelas: en estos últimos, los resultados sólo son indicadores puntuales de degradación correspondiente a una pequeña zona de estudio, algunas decenas o centenas de m² caracterizados por condiciones físicas y humanas locales, y no representativas de grandes superficies regionales. La situación es muy diferente a escala de la cuenca vertiente en donde la erosión es estudiada en condiciones regionales, por lo general las superficies de las cuencas vertientes varían de algunos km² a varios cientos de km² y, en este sentido, son más representativas de los diferentes medios naturales y cultivados.

En forma global, si se comparan los resultados obtenidos respectivamente sobre parcelas (de 200 a 600 t/ha/año) y sobre grandes cuencas vertientes (valores promedios de 1.000 t/km² y máximas de 5.000 a 6.000 t/km² es decir entre 10 y 50 a 60 t/ha/año) con los datos de otras regiones del mundo confrontadas con graves problemas de erosión (China, U.S.A. o India: FAO, 1980 y F. Fournier, 1960), el Ecuador se ubica entre los países con fuerte erosión.

3.2. EL DIFÍCIL MANEJO DE LA EROSIÓN

Una acción de este tipo puede parecer como un reto si se considera las condiciones extremas de ocupación del medio y las características particulares de este último. Sin embargo, algunas pruebas realizadas sobre la última generación de parcelas proporcionan informaciones alentadoras y dejan prever la posibilidad de frenar los excesos de la erosión.

Sobre las parcelas experimentales de 1.000 m², hemos instalado, para probar su valor anti-erosivo, unas micro-represas permeables bajo la forma de franjas enyerbadas o cultivadas y tapias, dispuestas según las curvas de nivel, a estas obras asociamos una labranza perpendicular a la pendiente. Este sistema constituye un buen freno contra la erosión porque deja pasar una parte del agua de escurrimiento cargada con partículas finas, permitiendo así evitar los peligros de una acumulación lodosa detrás de las obras; además, necesita poco trabajo de mantenimiento por parte de los campesinos. Por fin, favorece la infiltración del agua en el suelo lo que no es despreciable para las zonas de la cuenca interandina confrontadas a problemas de déficit hídrico durante el año de cultivo. La distancia entre las obras ha sido fijada en forma empírica en 12 metros.

Para determinar el tipo de material por utilizar para la construcción de estas pequeñas obras, nos inspiramos en los métodos que utilizan los campesinos para rodear sus propiedades. Se distinguen los 3 principales tipos de materiales siguientes: las tapias con terrones de tierra, con bloques de ceniza volcánica endurecida ("cangahua") y en forma más sencilla, las franjas encespadas con pasto o un cultivo (quínoa o chocho). La erosión medida y los métodos probados están reagrupados en el cuadro 6.

Cuadro 6. Pérdidas en tierra sobre las parcelas mejoradas de 1.000 m² para el período 1986-88

Estaciones	Pendientes	Prec. en mm		Cultivos	Erosión t/ha		Métodos de
		86-87	87-88	86-88	86-87	87-88	conservación
Tumbaco	20%	478	457	Maíz	1.2	0.4	Franjas encespadas con 3 tipos de pastos.
Cangahua	20%	366	308	Maíz	0.4	0.3	Tapias de cangahua.
Mojanda	40%	588	547	Cebada y luego papa	0.3	0.2	Tapias en terrones de tierra +camellón de quinoa
Riobamba	20%	537	532	Papa y luego cebada	0.5	7.6	Franjas encespadas + assoc. cebada + haba.

Se puede constatar que la erosión es escasa y puede ser frenada a bajo costo, la asociación del camellón según las curvas de niveles con obras sencillas de conservación la hace disminuir notablemente. En efecto, es sistemáticamente sobre las parcelas sobre las cuales se experimentan los métodos de protección, sea cual fueren las estaciones, que los pesos de tierra perdidos son los más bajos; estos últimos son en promedio entre 6 y 20 veces más bajos que en las parcelas tradicionales. ¡En Tumbaco, la relación de los pesos de tierra entre parcelas experimentales y tradicionales sobrepasan los 100 ! Por fin, los rendimientos obtenidos en condiciones similares a las de la parcela testigo también parecen mejores por ejemplo, en Mojanda, la cosecha de papas ha sido de 4,3 t/ha en la parcela tradicional y de 7,6 t/ha en la parcela experimental.

4. CONCLUSIÓN

La Sierra ecuatoriana constituye una entidad geográfica en donde las manifestaciones de la erosión agrícola marcan el conjunto de los paisajes.

Sus huellas más espectaculares aparecen en la superficie de la casi totalidad de los suelos agrícolas interandinos, en donde se acompaña de graves consecuencias sobre el medio ambiente físico, la conservación de los recursos, y de un impacto particularmente negativo sobre las actividades agrícolas. Estos procesos están directamente relacionados con la presencia de una población rural densa, que aparece como el principal responsable de su advenimiento y de su mantenimiento. Su reciente aumento demográfico así como el consecutivo crecimiento de sus necesidades alimenticias le condujeron a practicar una agricultura más intensiva, sin métodos de protección adaptados y en definitiva mucho más agresiva en contra de los recursos naturales renovables.

Los estudios realizados hasta entonces muestran que la lucha en contra de la erosión agrícola o agronómica puede ser constituida por un conjunto de medidas poco molestosas y adaptadas al medio físico y humano; pero que estas medidas no protegen de los fenómenos excepcionales todavía mal conocidos.

Pese a ser alentadores, estos resultados sólo son preliminares y experimentales y sólo se limitan, por el momento, estrictamente a la reducción de las pérdidas de tierra. Este objetivo no bastará por sí solo si no está comprendido en un sistema de optimización de la producción agrícola que integraría, además de la conservación, el riego, la fertilización, etc.

BIBLIOGRAFÍA

Libro 1 - Capítulo 1

Metodología general

Beaudou A.G., de Blic P., Chatelin Y., Collinet J., Filleron J.C., Guillaumet J.L, Kahn F., Zueli K.B., Richard J.F., 1978 - Recherche d'un langage transdisciplinaire pour l'étude du milieu naturel (Tropiques humides) - Coll. Travaux et Documents n° 91, 143 p., ORSTOM, Paris.

Bied-Charreton M., Bonvallot J., Dandoy G., Delenne M., Hugot B., Peltre P., Pomart E., Portais M., Raison J.P., Randrianarisoa J., 1981 - Cartes des conditions géographiques de la mise en valeur agricole de Madagascar, Thème 1: Potentiel des unités physiques à 1: 1'000.000 - Notice explicative n° 87, 187 p., 3 cartes H.T., Del. Gen. à la Rech. Scient. et Tech., ORSTOM, Paris.

Brunet R., 1987 - La carte, mode d'emploi - 269 p., Fayard-Reclus, Paris.

Chatelin Y. & Riou G., 1986 - Milieux et paysages, Essai sur diverses modalités de connaissance - 154 p., ORSTOM-Masson, Paris.

Cons. Intern. de la Langue Française, 1979 - Vocabulaire de la Géomorphologie - Hachette, La maison du dictionnaire, 219 p., Paris.

Derruau M., 1988 - Précis de géomorphologie - 7ème édition, 533 p., Masson, Paris.

Erhart H., 1967 - La genèse des sols en tant que phénomène géologique et géochimique. Biostasie et rhexistasie - Masson, Paris.

Jung J., 1963 - Précis de pétrographie - 2ème édition, 319 p., Masson, Paris.

R.C.P. 77, 1970 - Légende pour la Carte Géomorphologique de la France au 1:50 000 - 78p., CNRS, Paris.

Richard J.F., 1989 - Le paysage, un nouveau langage pour l'étude des milieux tropicaux - Coll. Initiation Documentations Techniques n° 72, 210 p., ORSTOM, Paris.

Tricart J., 1962 - L'épiderme de la Terre, esquisse d'une géomorphologie appliquée - Coll. Evolution des Sciences, 166 p., Masson, Paris.

Tricart J., 1965 - Principes et méthodes de la Géomorphologie - 496 p., Masson, Paris.

Tricart J., 1978 - Géomorphologie applicable - Collection de géographie applicable, 204 p., Masson, Paris.

Lugo Hubp J., 1989 - Diccionario geomorfológico - Univ. Nac. Aut. de Mexico, 337 p.

Ecuador

Acosta-Solís M. 1960 - Los pastizales naturales del Ecuador - Revista Geográfica, vol. 27, pp. 93-105, Mérida.

Acosta-Solís M., 1965 - Los recursos naturales del Ecuador y su conservación - 1a parte, 169 p., IPGH, México.

Acosta-Solís M., 1965 - Los recursos naturales del Ecuador y su conservación. Los principales recursos naturales - 2a parte, tomo 1, 231 p., publicación 255, IPGH, México.

Acosta-Solís M., 1966 - Los recursos naturales del Ecuador y su conservación. Los principales recursos naturales - 2a parte, tomo 2, 178 p., publicación 256, IPGH, México.

Acosta-Solís M., 1966 - Las divisiones fitogeográficas y las formaciones geobotánicas del Ecuador - Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, vol. 12, pp. 401-447, Bogotá.

Acosta-Solís M., 1969 - Los recursos naturales del Ecuador y su conservación. Bibliografía sobre la naturaleza ecuatoriana - 3a parte, tomo 2, 108 p., publicación 258, IPGH, México.

Acosta-Solís M., 1970 - Geografía y ecología de las tierras áridas del Ecuador - Instituto Ecuatoriano de Ciencas Naturales, Contribución n° 72, Quito.

Acosta-Solís M., 1982 - Bibliografía de Científicos Alemanes sobre la geografía y naturaleza ecuatoriana - Cultura, Rev. Banco Central del Ecuador, vol. 5, n° 13, pp. 197-203.

Baldock J.W., 1982 - Geología del Ecuador, Boletín de la explicación del Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1: 1'000.000 - 70 p., DGGM, Inst.of Geol. Sci., Quito.

Bromley R.J., 1971 - Bibliografía del Ecuador - Institut des Hautes Etudes de l'Amérique Latine, 67 p., Paris.

Bristow C.R., 1981 - An annotated bibliography of Ecuadorian geology - Overseas Geol. and Miner. Resour., Inst. of Geol. Sciences, n° 58, 38 p.

Bristow C.R., Hoffstetter R., coll. Feininger T, Hall M., 1977 - Lexique Stratigraphique International, Volume V: Amérique Latine, Fascicule 5a2: Equateur - Deuxième édition, Union Internationale des Sciences géologiques, CNRS, Paris.

Colton R.B., 1968 - Bibliography of geology and geography of Ecuador - US Geol. Surv., Open File, 65 p., Washington.

De Noni G. & Winckell A., 1982 - Relieve del Ecuador - in: Atlas del Ecuador, p.9, Colección Atlas del Mundo, Editions J.A., Paris.

De Noni G. & Winckell A., 1982 - Volcanismo reciente - in: Atlas del Ecuador, p.16, Colección Atlas del Mundo, Editions J.A., Paris.

Denaeyer M.E., 1970 - Présentation de la nouvelle carte géologique au 1: 500 000 de la République de l'Equateur dressée par P.J. Goossens et W. Pico - Bulletin des séances de l'Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer, pp. 325-329, Bruxelles.

DGGM, IGS (coordinador Baldock J.W.), 1982 - Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador, escala 1: 1 000 000 (segunda aproximación) - DGGM, Quito.

Egred A.J., ? - Breve Historia de los principales terremotos ecuatorianos - Anales del Observatorio Astronómico de Quito, pp. 21-36.

Espinosa L., 1972 - Regiones y subregiones físicas del territorio continental ecuatoriano - Revista geográfica, vol. 7, pp. 5-26, Quito.

Gondard P., Finot N., Vignard G., Job J.O., Reichenfeld C., 1986 - Repertorio bibliográfico de los trabajos realizados con la participación de ORSTOM, Equateur 1962-1986 - 71 p., ORSTOM, Montpellier.

Gondard P., Lopez F., Winckell A., Zebrowski C., 1990 - Los paisajes agrarios del Ecuador - Un mapa a escala 1: 1'000.000 (Tomo V de la geografía básica del Ecuador) - CEDIG, IPGH, ORSTOM, Quito.

Gondard P., Winckell A., Zebrowski C., 1982 - Agricultura - en: Atlas del Ecuador, pp.45-49, Colección Atlas del Mundo, Editions J.A., Paris.

Goossens P.J., 1970 - The geology of Ecuador, explanatory note for the geological map of the Republic of Ecuador 1: 500 000 - Annales de la Société Géologique de Belgique, vol. 93, pp. 255-263, Liège.

J.A, con la colaboración de ORSTOM, IGM & al., 1982 - Atlas del Ecuador - Colección Atlas del Mundo, Editions J.A, Banco Central del Ecuador, Paris.

Junta Nacional de Planificación, 1968 - Catálogo básico de los recursos naturales del Ecuador - Junta de Planificación, Comité de Coordinación del Programa de Recursos Naturales, 5 vol, Quito.

Hall M.L., 1977 - El volcanismo en el Ecuador - Biblioteca Ecuador, 120 p., IPGH, Quito.

IFP, 1970 - Geología del Ecuador. Commentarios del Mapa Geológico del Ecuador a escala 1:1'000.000, edición de 1969 - Inst. Francés del Petróleo, Serv. nac. de Geol. y Minas, Quito.

Kennerley J.B, 1980 - Outline of the geology of Ecuador - Overseas Geol. and Miner. Resour. Div., report n° 55, 19 p., London.

Lewis E., Tschopp H.J., Marks J.G., 1956 - Ecuador, in: Handbook of South America Geology - Geol. Soc. Amer., Mem. 65, pp. 250-291.

Larrea C.M., 1948 - Bibliografía científica del Ecuador. I, Geografía, descripciones generales, viajes, datos estadísticos - Boletín de Informaciones Científicas Nacionales, suplemento, 240 p., Quito.

Larrea C.M.,1952 - Bibiografía científica del Ecuador. II, Geología, petrografía, mineralogía, paleontología, volcanología, botánica y zoología - Boletín de Informaciones Científicas Nacionales, suplemento, 319 p., Quito.

Observatorio Astronómico de Quito, 1959 - Breve historia de los principales terremotos en la República del Ecuador, 1534-1958 - Observatorio Astronómico, Minist. Educ. Publ., 35 p., Quito.

OCDE, 1965 - Bibliographie sur l'Equateur - Organisation de Coopération et de Développement Economique, 85 p., Paris.

Paz y Miño L.T., 1927 - Bibliografía geográfica ecuatoriana - Publicaciones de la Biblioteca Nacional, 69 p., Quito.

Preston D.A., 1965 - Ecuador the physical an social background: a selected, critical bibliography - University of Leeds, Department of Geography, Leeds.

PRONAREG (Cruz R., Rovere O.), ORSTOM (Cadier E., Pourrut P., Winckell A., Zebrowski C.), 1978 - Ecuador: mapa de isoyetas medias anuales, escala 1:1 000 000 - PRONAREG, Acuerdo MAG-ORSTOM, Quito.

Ryder R.H., ? - Bibliografía anotada de las principales obras geográficas del Ecuador - pp. 131-147.

Sauer W., 1950 - El mapa geológico del Ecuador, a 1: 1'150.000 - Univers. Centr., Ministerio de Economia, Quito.

Sauer W., 1957 - El mapa geológico del Ecuador - Memoria explicativa, Editorial de la Universidad Central, 70 p., Quito.

Sauer W., 1965 - Geología del Ecuador, Primera edición castellana - Editorial del Ministerio de Educación, 383 p., Quito.

Sauer W. & Putzer H., 1971 - Geologie von Ecuador - Gebrüder Borntraeger, 325 p., Berlin-Stuttgart.

SNGM, Bureau d'etudes ind. et de coop. de IFP, Inst. Franç. del Petr., 1969 - Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1: 1'000.000 - SNGM, Quito.

Teran F., 1966 - Geografía del Ecuador - 7° edición, Talleres gráficos nacionales, Quito.

Thomas Y.F., 1976 - Bibliographie de la république de l'Equateur. Géologie et géographie physique - 45 p., ORSTOM, Paris.

Villaviciencio M., 1858 - Geografía de la República del Ecuador - Segunda edición, Corporación Editora Nacional, 505 p., 1984, Quito

Winckell A., 1982 - Relieve y geomorfologia del Ecuador - in: Documentos de Investigación, n°1, Geomorfología, pp. 3-19, CEDIG, IPGH, ORSTOM, Quito.

Winckell A., de Noni G., Sourdat M., 1982 - Geomorfología - en: Atlas del Ecuador, pp. 14-15, Colección Atlas del Mundo, Editions J.A., Paris.

Wolf T., 1892 - Geografía y Geología del Ecuador - Segunda edición, Editorial Casa de la Cultura Ecuatoriana, 798 p., Quito.

Zebrowski C. & Sourdat M., 1982 - Suelos - en: Atlas del Ecuador, pp. 24-25, Colección Atlas del Mundo, Editions J.A., Paris.

Libro 1 - Capítulo 2

Apsden J.A., Litherland M., Duque P., Salazar E., Bermidez R., Viteri F., 1987 - Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador, y su posible significación regional - Politécnica, Monografía de Geología 5, vol. XII, n°2, pp. 81-93, Quito.

Apsden J.A., Litherland M., Salazar E., 1988 - Una interpretación preliminar de la historia colisional del centro y sur del Ecuador y posibles controles para la geología cenozóica y de mineralización polimetálica - Politécnica, Monografía de Geología 6, vol. XIII, n°3, pp. 49-76, Quito.

Armijo R., Tapponier P., Mercier J.L., Han T.L., 1986 - Quaternary extension in southern

Tibet: field observations and tectonic implications - J. Geophys. Res., 91, pp. 13803-13873.

Azad J., 1974 - The Santa Elena Peninsula (Ecuador), a review of the Geology and prospects - AEO, Ancón, Leher J.A., 7, Unpublished report.

Baldock J.W., 1982 - Geología del Ecuador. Boletín explicativo del Mapa Geológico de la República del Ecuador al 1:1'000.000 - Dirección General de Geología y Minas, I.G.S., 66 p., Quito.

Barberi F., Coltelli M., Ferrara G., Innocenti F., Navarro J.M., Santacroce R., 1988 - Plio-Quaternary volcanism in Ecuador - Geol. Mag., 125, 1, pp. 1-14.

Beckinsale R.D., 1976 - K-Ar age determinations on samples from Ecuador - Inst. Geol. Sci., Isotope Geol. Unit, London, report 76/11.

Bellier O., 1989 - Tectonique en extension et changement d'états de contraintes cénozoïques en domaine intra-continental: exemples des bassins intra-cordillérains des Hautes Andes, (Nord Pérou) et du graben de la Wei He (Chine du Nord) - Thèse, Univ. Paris XI, Orsay, 285 p.

Benítez S., 1986 - Síntesis geológica del graben de Jambelí - 4° Congreso Geol. Ecuador, pp. 137-160.

Brass G.W., Mattes B.W., Reid R.P., Whitmann J.M., 1983 - Mesozoic interaction of the Kula Plate and the western margin of North America - Tectonophysics, 99, pp. 231-239.

Bristow C.R., 1973 - Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador - Ecuat. Geol. Geophy. Soc., 54 p.

Bristow C.R. & Hoffstetter R., 1977 - Lexique Stratigraphique International: Ecuador - C.N.R.S., fasc. 5 a2, 2° édition, 412 p., Paris.

Bürgl H., 1967 - The orogenesis in the Andean system of Colombia - Tectonophysics, vol. 4, n° 4-6.

Burke K. & Mann P., 1982 - Did the Pliocene Panama-South America cause internal deformation of a previously rigid Caribbean plate? - Geol. Soc. Amer. Abstract with Programs, 14, 7, p. 456.

Cabrera J., 1989 - Néotectonique et sismotectonique dans la cordillère andine au niveau du changement de géométrie de la subduction: la région de Cuzco (Pérou) - Thèse, Univ. Paris XI, Orsay, France.

Campbell C.J., 1970 - Guidebook to the Puerto Napo area, eastern Ecuador with notes on the regional geology of the Oriente Basin - Ecuadorian Geol. and Geophys. Soc., Quito.

Campbell C.J., 1974a - Ecuadorian Andes - In "Mesozoic-Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies", edited by A.M. Spencer, Spec. Pub. Geol. Soc. London, pp. 725-732.

Campbell C.J., 1974b - Colombian Andes - In "Mesozoic-Cenozoic orogenic belts; data for orogenic studies", edited by A.M. Spencer, Spec. Pub. Geol. Soc. London, pp. 705-724.

Case J.E., Barnes J., Paris G. Gonzales M., Vina A., 1973 -Trans Andean geophysical profile, southern Colombia - Geol. Soc. Amer. Bull., 84, pp. 2895-2904.

Case J.E., Duran L.G., Lopez A., Moore W.R., 1971 - Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama - Geol. Soc. Amer. Bull., 82, pp. 2685-2712.

Cisneros G., 1977 - Una revisión de la geología del SO Ecuatoriano -Universidad de Guayaquil.

Clapperton C.M., 1987 - Glacial geomorphology, Quaternary glacial sequences and paleoclimatic inferences in the Ecuadorian Andes - In "International Geomorphology 1986 Part II", edited by V. Gardiner, John Willey & Sons Ltd., pp. 843-870.

Colman J.A.R., 1970 - Guidebook of the Geology of the Santa Elena Peninsula - Ecuadorian Geol. and Geophys. Soc., Quito.

Dalmayrac B., Laubacher G., Marocco R., 1980 - Géologie des Andes péruviennes - Trav. Doc. ORSTOM, n° 122, 501 p., Paris.

Daly M.C., 1989 - Correlations between Nazca/Farallon Plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador - Tectonics, 8, 4, pp. 769-790.

DGGM, 1982 - Mapa Geológico Nacional de la Republica del Ecuador - Escala 1: 1 000 000, DGGM, Quito, I.G.S., London.

Demets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., (en prensa) - Current plate motions - Geophys. J. of the RAS, DGG and EGS.

Egüez A., 1986 - Evolution cénozoïque de la Cordillère Occidentale Septentrionale d'Equateur, (0°15'S-1°10'S) - Thèse 3° cycle, Paris VI, 116 p.

Egüez A. & Bourgois J., 1986 - La Formación Apagua: edad y posición estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador - 4° Congreso Geol. Ecuador, pp. 161-178, Quito.

Faucher B & Savoyat E., 1973 - Esquisse géologique des Andes d'Equateur - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2, vol. XV, fasc. 1-2, pp. 115-142, Paris.

Feininger T., 1980 - Eclogite and high pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador - J. Petrology, 21, pp. 107-140.

Feininger T., 1982 - The metamorphic "basement" of Ecuador - Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 93, pp. 87-92.

Feininger T., 1987 - Allochtonous terranes in the Andes of Ecuador and Northwestern Peru - J. Earth Sci., vol. 24, pp. 266-278.

Feininger T. & Bristow C.R., 1980 - Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador - Geol. Rdsch., n° 69, 3, pp. 849-874.

Feininger T. & Seguin M.K., 1983 - Simple Bouguer gravity anomaly field in the inferred crustal structure of Continental Ecuador - Geology, 11, pp. 40-44.

Ganser A., 1973 - Fact and theory of the Andes - J. Geol. Soc. London, 129, n°2, pp. 93-131.

Gaudemer Y., Tapponnier P., Turcotte D.L., 1989 - River offsets and active strike-slip faults - Annales Tectonicae, in press.

Geyer O.F., 1974 - Der Unter-Jura (Santiago Formation) von Ekuador - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 9, pp. 525-541.

Geyer O.F., 1982 - Comparaciones estratigráficas y faciales en el Triásico norandino - Geología Norandina, Bogotá, n°5, pp. 27-31.

Goosens P.J. & Rose W.I., 1973 - Chemical composition and age determination of tholeitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador - Geol. Soc. Am. Bull., 84, pp. 1043-1052.

Goosens P.J., Rose W.I., Flores D., 1977 - Geochemistry of tholeites of northwestern South America - Bull. Geol. Soc. Am., 28, pp. 1711-1720.

Hamblin W.K., 1976 - Pattern of displacement along the Wasatch Fault - Geology, 4, pp. 619-622.

Handschumacher D.W., 1976 - Post-Eocene plate tectonics in the eastern Pacific - in Sutton G.D. & others, eds. The Geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin: American Geophysical Union, geophysical Monograph 19, pp. 117-202.

Herd D.G., Youd T.L., Meyer H., Arango J.L., Person W.J., Mendoza C., 1981 - The Great Tumaco, Colombia earthquake of 12 December 1979 - Sciences, 221, 4481, pp. 441-445.

Herron E.M., 1972 - Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east central Pacific - Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 83.

Hey R., 1977 - Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center - Bull. Geol. Soc. Amer., 88, pp. 1404-1420.

Irving E.M., 1971 - La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia - Bol. Geol. Colomb., vol. XIX, n°2.

Jaillard E., 1987 - Evolution tectono-sédimentaire d'une marge active au Crétacé supérieur: exemple des Andes nord-péruviennes de l'Aptien supérieur au Santonien - Séminaire "Andes Centrales", Janvier 1988, ORSTOM-Bondy, résumé p. 52.

Jaillard E., Cordova A., Mazin J., Mourier T., 1985 - La transgression du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur dans la région de Jaen (nord du Pérou): données sédimentologiques et stratigraphiques; découverte du premier saurien marin du Pérou - C.R. Acad. Sci. Paris, II, 301, pp. 1429-1432.

Jarrard R.D., 1986 - Relations among subduction parameters - Review of Geophysics, 24, pp. 217-284.

Kelleher J.A., 1972 - Rupture zone of large South American earthquakes and some predictions - J. Geophys. Res., 77, 11, pp. 2087-2103.

Kennerley J.B., 1971 - Geology of the Llanganates area, Ecuador - Unpubl. report, Inst. Geol. Sci. (Overseas Division), n° 21, London.

Kennerley J.B., 1980 - Outline of the geology of Ecuador - Overseas Geol. & Miner. Resour., n° 55.

Lallemand S., Culotta R., Von Huene R., 1989 - Subduction of the Daiichi Kashima seamont in the Japan trench - In "Subduction zones: the Kaiko Project", edited by J.P. Cadet and S. Uyeda, Tectonophysics, 160, pp. 231-247.

Landes R.W., 1944 - Geología de la región suroccidental del Ecuador - Bol. Inst. Sudamer. Petrol., 1, n°3, pp. 191-200, Montevideo.

Lavenu A., 1986 - Etude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale des Andes Boliviennes - Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Paris XI, Orsay, 434 p.

Lavenu A. & Winter T., (en preparation) - Evidence for Quaternary compressive tectonics in the Interandean Valley of Central Ecuador.

Lebrat M., 1985 - Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident Equatorien: implications géodynamiques - Documents et travaux du Centre Géologique et Géophysique, n° 5, 118 p., Montpellier.

Lonsdale P. & Klitgord K.D., 1978 - Structure and tectonic history of the Eastern Panama Basin - Geol. Soc. Amer. Bull., 89, pp. 981-999.

Machare J., 1987 - La marge continentale du Pérou: Régimes tectoniques et sédimentaires cénozoiques de l'Avant arc des Andes Centrales - Thèse Doct. Sci., Univ. Paris XI, Orsay, 391 p.

Malfait B.T. & Dinkelman M.G., 1972 - Circum Carribean tectonic and igneous activity and the evolution of the Carribean plate - Geol. Soc. Amer. Bull., 83, pp. 251-272.

Marocco R. (inédito) - Evolución tectono-sedimentaria del Perú central y meridional durante el Cretácico - Simposio "Cretácico de América Latina", Santiago, Agosto de 1988.

McCourt W.J., Apsden J.A., Brook M., 1984 - New geological and geochronological data from Colombian Andes: continental growth by multiple accretion - J. Geol. Soc. London, 141, pp. 831-841.

Megard F., 1978 -Etude géologique des Andes du Pérou Central - Mémoire ORSTOM n° 86, 310 p., Paris.

Megard F., Dalmayrac B., Laubacher G., Marocco R., Martinez C., Paredes J., Tomasi P., 1971 - La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers résultats - Cahiers ORSTOM, sér. Géol., III, 1, pp. 5-44, Paris.

Megard F., Lebrat M., Mourier T., 1986 - Las suturas entre bloques exóticos y continente en el Ecuador y el norte del Perú - Comunicaciones, n°37, pp. 17-30, Santiago de Chile.

Meissner R., Fluh E.R., Syibane F., Berg E., 1976 - Dynamics of active plate boundary in south-west Colombia according to recent geophysical measurements - Tectonophysics, 35, pp. 115-136.

Minster J.B. & Jordan T.H., 1978 - Present day plate motions - J. Geol. Res., vol. 83, pp. 5331-5354.

Moberly R., Sheperd G.L., Coulbourn W.T., 1982 - Forearc and other basins, continental margin of northern and southern Peru and adjacent Ecuador and Chile - in Legget J.K. ed. "Trench-Forearc geology: Sedimentation and tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margin", Geol. Soc. London Spec. Pub., 10, 576p.

Molnar P. & Atwater T., 1978 - Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere - Earth Planet. Sci. Let., 41, pp. 330-340.

Molnar P. & Tapponnier P., 1975 - Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision - Science, 189, pp. 419-426.

Molnar P. & Tapponnier P., 1978 - Active tectonics of Tibet - J. Geophys. Res., 83, pp. 5361-5375.

Mourier T., Mégard F., Reyes L., Pardo A., 1988 - L'évolution mésozoïque des Andes de Huancabamba (nord Pérou-Sud Equateur) et l'accrétion du bloc Amotape-Tahuin - Bull. Soc. Géol. France, 8, t.IV, pp. 69-79.

Noblet C., Lavenu A., Schneider F., 1988 - Etude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du Sud de l'Equateur: l'exemple du bassin de Cuenca - Géodynamique, 3, 1-2, pp. 117-138, Paris.

Olsson A.A., 1942 - Tertiary deposits of north-western South America and Panama - Proc. 8° Amer. Sci. Congr., Washington, 4, pp. 231-287.

Pardo-Casas F. & Molnar P., 1987 - Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time - Tectonics, 6, pp. 233-248.

Pennington W.D., 1981 - Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America - J. Geophys. Res., 86, B. 11, pp. 10753-10770.

Pilger R.H., 1981 - Plates reconstructions, aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes - Geol. Soc. Am. Bul., 92, pp. 448-456.

Pilger R.H., 1983 - Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstruction - In "Geodynamics of the eastern Pacific region, the Carribean and the Scotia Arc", edited by: Cabré, Am. Geophys. Un., Geodyn. Ser., 9, pp. 113-125.

Pilger R.H., 1984 - Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes - J. Geol. Soc. London, 141, pp. 793-802.

Pindell J. & Dewey J.F., 1982 - Permo-triasic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region - Tectonics, 1, 2, pp. 179-211.

Radelli L., 1967 - Géologie des Andes colombiennes - Trav. Labo. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Mémoire 6, 469 p.

Ribadeneira J.A., 1942 - La Minería y el Petróleo en Ecuador - Anuario 1942, Quito.

Robalino F., 1976 - Espesor de la corteza en Quito mediante el análisis del espectro de las ondas longitudinales P de período largo - Colegio de Ing. Geol. Min. Petrol., pp. 25- 69, Quito.

Roperch P. Mégard F., Laj C., Clube T., Mourier T., 1987 - Rotated oceanic blocks in western Ecuador - Geophys. Res. Lett., 14, 5, pp. 558-561.

Santos M. & Ramirez F., 1986 - La Formación Apagua, una nueva unidad eocénica en la Cordillera Occidental ecuatoriana - 4° Congr. Geol. Ecuador, pp. 179-189, Quito.

Sauer W., 1965 - Geología del Ecuador - Edit. Ministerio de Educación, 383 p., Quito.

Sébrier M., Lavenu A., Fornari M., Soulas J.P., 1988 - Tectonics and uplift in Central Andes, (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to Present - Géodynamique, 3, 1-2, pp. 85-106.

Sébrier M., Mercier J.L., Machare J., Bonnot D., Cabrera J., Blanc J.L., 1988 - The state of stress in an overriding plate situated above a flat slab: the Andes of Central Peru - Tectonics, VII, 4, pp. 895-928.

Sébrier M., Mercier J.L., Mégard F., Laubacher G., Carey Gailhardis E., 1985 - Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Peru - Tectonics, IV, 7, pp. 739-780.

Sébrier M. & Soler P. (sous presse) - Tectonics and Magmatism in the Peruvian Andes from Late Oligocene to Present - G.S.A. Special paper "Andean magmatism and its tectonic setting".

Sempere T., Oller J., Cherroni C., Aranibar O., Barrios L., Branisa L., Cirbian M., Pérez M., 1987 - Un ejemplo de cuenca carbonatada en un contexto distensivo de retroarco: paleogeodinámica del Cretácico terminal de la República de Bolivia (Formación El Molino y equivalentes) - Simposio "Cretácico de América Latina", Tucumán.

Sinclair J.M. & Berkey C.P., 1924 - Geology of Guayaquil, Ecuador, South America - Am. Jnl. Sci., (5), 7, n°42, pp. 491-497.

Snelling N.J., Ingram I.H., Chan K.P., 1970 - K-Ar age determinations on samples from Ecuador - Inst. Geol. Sci., Geochemical Div., London, Report n° 70.18.

Soulas J.P., 1988 - Tectónica activa y riesgo sísmico - Informe del Programa de Prevención y de Planificación para desastres en el Ecuador y paises vecinos. Proyecto UNDRO-EPN.

Stibane J.F., 1967 - Paleogeographie und Tectogenese der Kolombianische Anden - Geol. Rdsch., 56, pp. 629-642.

Thalmann H.E., 1946 - Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 30, n°3, pp. 337-347.

Tschopp H.J., 1948 - Geologische Skizze von Ekuador - Bull. Ass. Suisse Géol. Ing. Pétrol., 15, n° 48, pp. 14-45.

Tschopp H.J., 1953 - Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950 - Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 37, n°10, pp. 2303-2347.

Turcotte D.L. & Schubert G., 1982 - Applications of continuum physics to geological problems - Geodynamics. John Wiley and sons Edts., New York, 450 p.

Wallace R.E., 1977 - Profiles and ages of a young fault scarps (North-Central Nevada) - Geol. Soc. Amer. Bull., 88. pp. 1267-1281.

Wallace R.E., 1978 - Geometry and rate of change of fault generated range fronts (North-Central Nevada) - J. Res. U.S. Geol. Survey, 6, 5, pp. 637-650.

Wasson T. & Sinclair J.H., 1927 - Geological exploration East of the Andes in Ecuador - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 11, n°12, pp. 1253-1281.

Winter T., 1990 - Mécanismes des déformations récentes dans les Andes Equatoriennes - Thèse Doct. Univ. Paris XI, 213 p., Orsay, France.

Winter T. & Lavenu A., 1989a - Tectonique active en Equateur: ébauche d'une nouvelle interprétation géodynamique - Bull. Inst. Fr. Et. And., XVIII, n°1, pp. 95-115, Lima.

Winter T. & Lavenu A., 1989b - Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across Central Ecuador (South America) - Annales Tectonicae, III, 2, pp. 123-139.

Wortel M.J.R., 1984 - Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone - J. Geol. Sci. London, vol. 141, pp. 783-791.

Libro 1 - Capitulo 3

Bibliografía general (no citada en el texto)

Blondel J., 1986 - Biogéographie évolutive - Masson, Paris, 221 p.

Lemée G., 1967 - Précis de biogéoraphie - Masson, Paris, 358 p.

Ozenda P., 1964 - Biogéographie végétale - Doin, Paris, 374 p.

Schnell R., 1987 - La flore et la végétation de l'Amérique tropicale - Masson, Paris, 2 tomos, 480 y 448 p.

Bibliografía específica

Acosta-Solís M., 1969 - Glumifloras del Ecuador - Inst. Ecuat. Cien. Nat., Quito, n° 71, 192 p.

Acosta-Solís M., 1973 - El paisaje y la cubierta vegetal del reino de Quito al arribo de los conquistadores - Bol. Inf. Cien. Ecuador, 14, (105-106), 1-17.

Acosta-Solís M., 1977 - Conferencias fitogeográficas - Publ. IPGH, Quito, 294 p.

Acosta-Solís M., 1982 - Fitogeografía y vegetación de la provincia de Pichincha - Consejo Provincial de Pichincha, Quito, 131 p. + fotos.

Acosta-Solís M., 1984 - Los páramos andinos del Ecuador - Publicaciones científicas MAS, Quito, 222 p.

Balslev H. & De Vries T., 1982 - Diversidad de la vegetación en cuatro cuadrantes en el páramo arbustivo del Cotopaxi, Ecuador - Revista del Museo Ecuatoriano de Ciencias Naturales, 3, 20-32.

Benoist R., 1935 a - Plantes cultivées ou naturalisées dans la région inter-andine de l'Equateur - C. R. Som. Soc. Biogéogr. 12, (104), 41-44.

Benoist R., 1935 b - Les "pajonales" des Andes de l'Equateur - C. R. Som. Soc. Biogégr. 12, (99), 17-21.

Brandbyge J., 1985 - El genero Triplaris (Polygonaceae) en el Ecuador - Publ. Museo Ecuat. Ciencias Naturales, Quito, 4, 9-15.

Brandbyge J. & Azanza A., 1982 - Report on the 5th and 7th danish-ecuadorean botanical expeditions - Rep. Bot. Inst. Univ. Aarhus, n° 5, 138 p.

Brandbyge J. & Holm Nielsen L. B., 1987 - Reforestación de los Andes Ecuatorianos con especies nativas - CESA, Quito, 118 p.

Bravo Velasquez E. & Balslev H., 1985 - Dinámica y adaptaciones de las plantas vasculares de dos ciénegas tropicales en Ecuador - Rep. Bot. Inst. Univ. Aarhus, n° 11, 50 p.

Cañadas L., 1983 - El mapa bioclimático y ecológico del Ecuador - Banco Central del Ecuador, Quito, 210 p.

Cleef A. M., 1981 - The vegetation of the paramos of the Columbian Cordillera Central - Diss. Bot., 61, J. Cramer, Vaduz.

Crawford de Roberts L. 1980 - El Ecuador en la época cacaotera (trad. del ingles) - Editorial Universitaria, Quito, 276 p.

Ellenberg H., 1975 - Vegetationsstufen in perhumiden bis perariden Bereichen der tropischen Anden - Phyocoenologia, 2, (3/4), 368-387.

Emperaire L. & Arnaud B., 1987 - Végétation et flore - In "Loja préhispanique", Edit. Recherches sur les civilisations, Paris, 21-40.

Espinoza R., 1949 - Estudios botánicos en el Sur del Ecuador - Edit. Univ Loja, 2 tomos, 110 + 124 p.

Estrella E., 1988 - José Mejía, primer botánico ecuatoriano - Ed. Abya-Yala, Quito, 99 p.

Estrella E., 1991 - La expedición de Juan Tafalla y la Flora Huayaquilensis - In "Flora Huayaquilensis", Centro Cultural Quito, 43-78.

Freire P. L., 1968 - Muestrario e indice descriptivo de algunas especies arbóreas del Noroccidente Ecuatoriano - Th. Grado Ing., Univ. Nac. Loja, 132 p. + an.

Gentry A., 1986 - Sumario de patrones fitogeográficos neotropicales y sus implicaciones para la conservación en el Ecuador - Cultura (Quito), 24a, 401-420.

Gondard P. & Lopez F., 1983 - Inventario arqueológico preliminar de los Andes septentrionales del Ecuador - PRONAREG-ORSTOM, Quito, 274 p. + 1 mapa.

Gondard P., 1984 - Inventario y cartografía del uso actual del suelo en los Andes Ecuatorianos - PRONAREG- ORSTOM, Quito, 92 p.

Guhl E., 1982 - Los páramos circundantes de la sabana de Bogotá - Publ. Jardin Botánico "Jose Celesto Mutis", Bogotá, 127 p.

Guillaumet J.-L., 1983 - Forêts et fourrés de montagne à Madagascar - Candollea, 38, (2), 481-502.

Harling G. & Andersson L. (editores), Publicación empezada en 1973 - Flora of Ecuador, 46 familias tratadas por varios autores - Distibuye: Nordic Journal of Botany, Copenhague, Dinamarca.

Holdridge L. R., 1947 - Determination of world plant formations from simple climatic data - Science, 105, 2727, 367-368.

Holmgren N. H. & Molau U., 1984 - Flora of Ecuador, vol. 21 Scrophulariaceae - Swedish Research Councils, Stockholm, 189 p.

Humboldt A. de, 1805 - Essai sur la géographie des plantes... - F. Schoell, Paris. La tabla mencionada fue publicada en National Geographic Magazine, 1985, 168 (3), 318-351, en un artículo titulado "Humboldt's way".

Huttel C., 1988 - Zonificación bioclimática y formaciones vegetales en las islas Galápagos - Cultura (Quito) 24a, 221-233.

INGALA-ORSTOM-PRONAREG, 1987 -

a) Aptitudes agrícolas, zonas agrícolas de las islas Floreana, Santa Cruz et San Cristóbal (escala 1: 50 000)
b) Mapa de formaciones vegetales y uso actual del suelo, zonas agrícolas de las islas Floreana, Santa Cruz et San Cristóbal (escala 1: 50 000)
c) Mapa morfo-pedológico, zonas agrícolas de las islas Floreana, Santa Cruz et San Cristóbal (escala 1: 50 000)
d) Mapas de formaciones vegetales del archipiélago de Galápagos; 6 hojas a escala 1: 100 000
e) Recursos bio-físicos de las áreas de colonización de la provincia insular de Galápagos. Informe multigr. 53 p.

INGALA-ORSTOM-PRONAREG, 1989 - Inventario cartográfico de los recursos naturales, geomorfología, vegetación, hídricos y biofísicos de las islas Galápagos - INGALA Ed., 159 p.

Jaramillo J. & Coello F., 1982 - Reporte del trabajo de campo Ecuador 1977-1981 - Rep. Bot. Inst. Univ. Aarhus n° 6, 94 p.

Kuchler A. W. (ed.), 1970 - International bibliography of vegetation maps - Vol. 4.

Luteyn J. L., 1985 - Clave para los géneros de las Ericáceas en el Ecuador - Revista del Museo Ecuatoriano de Ciencias Naturales, 4, 5-8.

Lopez F. - Mapa de uso de las tierras en la región amazónica ecuatoriana por fotointerpretación a escala 1: 1'000.000 - PRONAREG, no publicado.

Mac Dougall E., 1925 - Moisture belts of North America - Ecology, 6.

Mena P. & Balslev H., 1986 - Comparación entre la vegetación de los Páramos y el

Cinturón Afro-alpino - Reports Bot. Inst. Univ. Aarhus, n° 12, 54 p.

Muñoz L., Balslev H., De Vries T., 1985 - Diversidad de la vegetación en cuatro cuadrantes en el páramo pajonal del Antisana, Ecuador - Revista del Museo Ecuatoriano de Ciencias Naturales, 4, 21-33.

Naranjo P., 1981 - Indice de la flora del Ecuador. Tomo 1 - Casa de la Cultura Ecuatoriana, Quito, 334 p.

Nouvelot J.-F.1984 - Normas pluviométricas propuestas para el Ecuador - MAG-ORSTOM, 105 p. multigr.

Ollgaard B. & Balslev H. 1979 - Report on the 3rd danish botanical expedition to Ecuador - Rep. Bot. Inst. Univ. Aarhus n°4, 141 p.

ORSTOM-PRONAREG A, 1976 - Estudio hidro-meteorológico e hidrológico preliminar de las cuencas de los ríos Cañar, Paute y del Sur Ecuatoriano - 2 vol. multigr., Quito, 176+128 p.

ORSTOM-PRONAREG B, 1978 - Estudio hidro-meteorológico e hidrológico preliminar de la cuenca del río Esmeraldas y del Norte Ecuatoriano - 2 vol. multigr.

ORSTOM-PRONAREG C, 1978 - Estudio hidro-meteorológico e hidrológico preliminar de las cuencas del río Guayas, de los rios de la península y de Manabí - 2 vol. multigr., Quito, 176 + 94 p.

ORSTOM-PRONAREG D, 1981 - Estudio hidro-meteorológico e hidrológico preliminar del Nor y Centro Oriente de la región amazónica ecuatoriana - 1 vol. multigr., Quito, 134p.

ORSTOM-PRONAREG E, 1978 - Quito -

a) 1 mapa a escala 1: 1'000.000, isoyetas promedio anuales
b) 1 mapa a escala 1: 1'000.000, evapotranspiración promedio anual
c) 1 mapa a escala 1: 1'000.000, déficit hídrico y necesidades de riego, promedios anuales
d) 1 mapa a escala 1: 1'000.000, número de meses secos al año
e) 12 mapas a escala 1: 4'000.000, déficits hídricos mensuales.

ORSTOM-PRONAREG F (mapas a escala 1: 200.000) - Quito -

1978 - Uso potencial, hoja de Salinas
1979 - Uso potencial, hoja de Jipijapa
1980 - Aptitudes agrícolas, hoja de Portoviejo
1982 - Aptitudes agrícolas, hojas de Bahía de Caráquez y Esmeraldas
1983 - Aptitudes agrícolas, hojas de Muisne, Santo Domingo, Machala, Quito, Latacunga-Ambato y Riobamba
1984 - Aptitudes agrícolas, hojas de Quevedo, Babahoyo, Guayaquil, Ibarra, Cañar y Tulcán
1985 - Aptitudes agrícolas, hojas de Valdez, Quinindé, Arenillas, Cuenca, Loja, Zamora y Macará

ORSTOM-PRONAREG G (mapas a escala 1: 200 000) - Quito -

1978 - Carta de paisajes vegetales y uso actual, hoja de Salinas
1979 - Carta de paisajes vegetales y uso actual, hoja de Jipijapa
1980 - Carta de paisajes vegetales y uso actual, hoja de Portoviejo
1982 - Mapa de formaciones vegetales y uso actual del suelo, hojas de Bahía de Caráquez y Esmeraldas

1983 - Mapa de formaciones vegetales y uso actual del suelo, hojas de Muisne, Santo Domingo y Machala
1983 - Mapa de uso actual del suelo y formaciones vegetales, hojas de Tulcán, Ibarra y Quito
1984 - Mapa de formaciones vegetales y uso actual del suelo, hojas de Quevedo, Babahoyo y Guayaquil
1984 - Mapa de uso actual del suelo y formaciones vegetales, hojas de Latacunga-Ambato, Riobamba, Cañar y Cuenca
1985 - Mapa de formaciones vegetales y uso actual del suelo, hojas de Valdez, Quinindé y Arenillas
1985 - Mapa de uso actual del suelo y formaciones vegetales, hojas de Loja, Zamora, Macará y Zumba

ORSTOM-PRONAREG H (mapa a escala 1: 200.000) - Quito -
1978 - Carta de suelos, hoja de Salinas
1979 - Carta de suelos, hoja de Jipijapa
1980 - Carta de suelos, hoja dePortoviejo
1982 - Mapa morfo-edafológico, hojas de Bahía de Caráquez y Esmeraldas
1983 - Mapa morfo-edafológico, hojas de Muisne, Santo Domingo y Machala
1983 - Mapas de suelos de la Sierra ecuatoriana, hojas de Tulcán, Ibarra, Quito, Latacunga-Ambato, Riobamba y Cañar
1984 - Mapa morfo-edafológico, hojas de Quevedo, Babahoyo y Guayaquil
1985 - Mapas de suelos de la Sierra ecuatoriana, hojas de Cuenca, Loja, Zamora y Macará
1985 - Mapa morfo-edafológico, hojas de Valdez, Quinindé yArenillas
1985 - Mapa morfo-edafológico, hojas de Napo, Pastaza, Morona-Santiago y Zamora-Chinchipe (mapa a escala 1: 500.000)

Paredes A., 1942 - Una excursión botánica al Tungurahua - Bol. Inst. Bot. 8

Patzelt E., 1985 - Flora del Ecuador - Banco Central del Ecuador, Quito, 192 p.

Pourrut P., 1983 - Los climas del Ecuador - CEDIG, Doc. Invest. n° 4, Quito, 7-44.

Prance G. T., 1978 - The origin and evolution of Amazonian flora - Interciencia, 3, 451-463.

Sarmiento F R., 1987 - Antología ecológica del Ecuador - Publ. Museo de Ciencias Naturales, Quito, Monografía, 7, (2), 382 p.

Spier H. P. & Biederbick C., 1980 - Arboles y leñosas para reforestar las tierras altas de la región interandina del Ecuador - C.A.A.P., Quito, 192 p.

Steele A. R., 1982 - Flores para el Rey; la expedición de Ruiz y Pavón y la Flora del Perú (1777-1788) - Serbal, Barcelona, 347 p., Traducido del ingles "Flowers for the King; the expedition of Ruiz and Pavon and the Flora of Peru", Ed Duke Univ. Press, 1964.

Troll C., 1932 - Vegetation map of the coastal regions of Ecuador and northern Peru - Fig. 23 of Suppl. I, Coll. Geogr., Bd. 9.

Van der Hammen T., 1988 - Historia de la vegetación y del clima en la región norandina - Cultura, Quito, 24 a, 203-209.

Walter H. 1951-1960 - Grundlagen der Pflanzenverbreitung - 3 vol., Ulmer Verlag, Stuttgart.